



UNIVERSIDADE FEDERAL DE SERGIPE  
CENTRO DE CIÊNCIAS EXATAS E TECNOLOGIA  
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA

## **TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO**

**INVESTIGAÇÃO DE MISTURAS MIXING/MINGLING E ASSIMILAÇÃO  
NA SUÍTE INTRUSIVA CURRALINHO, DOMÍNIO CANINDÉ, FAIXA DE  
DOBRAMENTOS SERGIPANA, NE-BRASIL**

**RAMON MARQUES GOES**

São Cristóvão – Semestre 2017.2

**RAMON MARQUES GOES**

**INVESTIGAÇÃO DE MISTURAS MIXING/MINGLING E ASSIMILAÇÃO  
NA SUÍTE INTRUSIVA CURRALINHO, DOMÍNIO CANINDÉ, FAIXA DE  
DOBRAMENTOS SERGIPANA, NE-BRASIL**

Monografia de Conclusão de Curso apresentada  
como requisito parcial para a obtenção do Título  
de Bacharel em Geologia pela Universidade  
Federal de Sergipe.

**ORIENTADOR:**

Prof. Dr. Joaquim Daniel de Liz

**BANCA EXAMINADORA:**

Dr. Joaquim Daniel de Liz (DGEOL-UFS)

Msc. Lucas da Hora Mendonça (ADEMA)

Profa. Msc Leidiane Cerqueira de Carvalho de Liz(DGEOL-UFS)

São Cristovão - 2018

## **AGRADECIMENTOS**

Primeiramente a Deus, por sempre está presente em minha vida, e por ter propiciado esse momento no meu caminho, a minha mãe Maria Jose Marques Goes, meu pai Paulo Roberto Gois e aos meus irmãos que sempre acreditaram em mim, e me deram forças para continuar lutando por meus desejos. A todos meus familiares, principalmente Tia Tania, Reginaldo e seus filhos com quem convivi durante toda essa jornada.

Ao Curso de Geologia e às pessoas com quem convivi nesses espaços ao longo desses anos. A experiência de uma produção compartilhada na comunhão com amigos nesses espaços foram a melhor experiência da minha formação acadêmica. Em especial aos Professores Dr Joaquim Daniel de Liz e Leidiane Cerqueira de Carvalho de Liz, por serem excelentes profissionais e amigos, e terem me orientado e compartilhado seus conhecimentos comigo, obrigado!

A todos os colegas do Laboratório Georioemar-UFS, principalmente Luiz Carlos e a Jonas Ricardo que compartilharam comigo seus conhecimentos, e pela amizade adquirida com todos. Ao pessoal da ADEMA que foram eles que participaram dessa reta final de vida acadêmica e sempre procurando me mostrar como é a vida profissional, agradeço a todos principalmente a Gustavo, Filipa, Ana Amélia, Sara, Lucas e Elder que fazem parte da “ilha” de Geologia.

## RESUMO

Feições de misturas de magmas e assimilação são evidenciadas na Suíte Intrusiva Curralinho, localizada no Domínio Canindé, porção norte da Faixa de Dobramentos Sergipana. A Suíte Intrusiva Curralinho (684 Ma) compreende rochas félsicas de afinidade alcalina representadas por sienogranitos que foram geradas em ambiente de rifteamento continental durante o Neoproterozóico. Neste trabalho foram estudadas as interações das rochas félsicas da Suíte Intrusiva Curralinho com magmas máficos da Unidade Novo Gosto, aflorantes no povoado de Curralinho, pertencente ao município de Poço Redondo-SE. Nesta área é possível identificar um biotita sienogranito porfirítico que interagiu com um corpo gabróico e gerou rochas híbridas, as quais correspondem a biotita granodiorito e biotita-hornblenda diorito. Com o intuito de entender a variação geoquímica dessas interações, um estudo geoquímico foi realizado envolvendo a análise de amostras representativas do magma félsico, do magma máfico e do magma intermediário, sendo este último representado pelas rochas híbridas. O termo félsico foi representado por um biotita sienogranito com cerca 69,41% de  $\text{SiO}_2$ , enquanto que o termo máfico foi representado por um biotita olivina-gabro com cerca 49,92% de  $\text{SiO}_2$ . O estudo litoquímico evidenciou uma interação química marcada pela migração de  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Sr}$ ,  $\text{Cu}$ ,  $\text{Co}$ ,  $\text{Ni}$  e  $\text{V}$  do magma básico, enquanto que  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{Rb}$ ,  $\text{Ba}$ ,  $\text{Th}$  e  $\text{U}$  migraram do termo félsico para a formação das rochas híbridas, onde foi possível calcular que o biotita granodiorito híbrido foi formado por uma mistura de 10% a 28% dos componentes  $\text{MgO}$ ,  $\text{Sr}$ ,  $\text{Co}$  e  $\text{Ni}$  do extremo máfico, com 69% a 90% dos componentes  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{Ba}$  e  $\text{Rb}$  do extremo félsico. Na geração do biotita-hornblenda diorito híbrido, a mistura foi formada por 15% a 72% dos componentes  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{Ba}$  e  $\text{Rb}$  do extremo félsico, com 34% a 90% dos componentes  $\text{MgO}$ ,  $\text{Sr}$ ,  $\text{Co}$  e  $\text{Ni}$  do extremo máfico.

**PALAVRAS CHAVE:** GEOQUÍMICA; *ROCHAS HÍBRIDAS*; *RIFTEAMENTO CONTINENTAL*

## ABSTRACT

Functions of magmas mixtures and assimilation are evidenced in the Curralinho Intrusive Suite, located in the Canindé Domain, northern portion of the Sergipana Dobramentos Belt. The Curralinho Intrusive Suite (684 Ma) comprises felsic rocks of alkaline affinity represented by sienogranites that were generated in a continental rift environment during the Neoproterozoic. This study analyses the interactions of felsic rocks of the Curralinho Intrusive Suite with mafic magmas of the Novo Gosto Unit, outcrops in the village of Curralinho, belonging to the municipality of Poço Redondo-SE. In this area it is possible to identify a porphyritic syenogranite biotite that interacted with a gabbroic body and generated hybrid rocks which correspond to biotite granodiorite and biotite-hornblende diorite. In order to understand the geochemical variation of these interactions, a geochemical study was carried out involving the analysis of representative samples of felsic magma, mafic magma and intermediate magma, the latter being represented by hybrid rocks. The term felsic was represented by a biotite sienogranium with about 69.41% SiO<sub>2</sub>, while the mafic term was represented by an olive-gabbro biotite with about 49.92% SiO<sub>2</sub>. The lithochemical study evidenced a chemical interaction marked by the migration of MgO, CaO, Sr, Cu, Co, Ni and V of the basic magma, whereas SiO<sub>2</sub>, K<sub>2</sub>O, Rb, Ba, Th and U migrated from the felsic term for the formation of rocks hybrid, where it was possible to calculate that the biotite granodiorite hybrid was formed by a mixture of 10% to 28% of the components MgO, Sr, Co and Ni of the mafic end, with 69% to 90% of SiO<sub>2</sub>, K<sub>2</sub>O, Ba and Rb components of the felsic end. In the hybrid diorite biotite-hornblende generation, the mixture was formed by 15% to 72% of the components SiO<sub>2</sub>, K<sub>2</sub>O, Ba and Rb of the felsic end, with 34% to 90% of the MgO, Sr, Co and Ni components of the mafic end.

KEYWORDS: GEOCHEMISTRY. HYBRID ROCKS,CONTINENTAL RIFTING

## Sumário

1. INTRODUÇÃO.....	1
1.1    Objetivos .....	2
1.2    Localização e Vias de Acesso .....	2
1.3    Metodologia .....	3
2. EMBASAMENTO TEÓRICO.....	6
2.1    Processos de Diferenciação em Sistemas Magmáticos Abertos.....	6
2.1.1    Recarga de câmara magmática .....	6
2.1.2    Assimilação .....	7
2.1.3    Mistura magmática .....	8
2.2    Cálculos de Misturas Magmáticas .....	10
3. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL.....	12
4. GEOLOGIA LOCAL .....	20
5. PETROGRAFIA.....	25
6. LITOQUÍMICA .....	36
6.1    Elementos Maiores .....	36
6.2    Elementos-Traço .....	37
6.3    Elementos Terras Raras (ETR).....	39
6.4    Classificações Geoquímicas e Diagramas Multi-elementares Normalizados .....	40
6.5    Classificação de Ambiente Tectônico .....	45
6.6    Cálculos de Mistura .....	47
7. DISCUSSÕES .....	52
8. CONCLUSÕES.....	55
9. BIBLIOGRAFIA.....	57

## Lista de Figuras

<b>Figura 1.</b> Localização e acesso da área de estudo (fonte: Atlas SRH de Sergipe).....	3
<b>Figura 2.</b> Localização da Faixa de Dobramentos Sergipana (Liz, 2017).....	13
<b>Figura 3.</b> Geologia simplificada do Cinturão Sergipano localizado na parte sul da Província Borborema, NE do Brasil (modificado de Liz, 2017).....	14
<b>Figura 4.</b> Mapa geológico do Domínio Canindé (Liz, 2017).....	19
<b>Figura 5.</b> Mapa Geológico da Suíte Intrusiva Curralinho (modificado de Teixeira <i>et al.</i> , 2014).....	21
<b>Figura 6.</b> Mapa geológico esquemático exibindo a disposição das amostras coletadas.....	21
<b>Figura 7.</b> Sienogranito inequigranular muito grosso da Suíte Intrusiva Curralinho.....	22
<b>Figura 8.</b> Detalhe de enclave microgranular máfico em sienogranito. Nota-se que os minerais que invadiram o enclave apresentam-se arredondados evidenciando texturas de desequilíbrio.....	22
<b>Figura 9.</b> Estruturas tipo <i>pillow-like</i> , desenvolvidas pelo acúmulo de enclaves microgranulares máficos.....	23
<b>Figura 10.</b> Afloramento próximo ao contato do sienogranito com a rocha gabróica, onde é possível observar a rocha híbrida com destacada textura porfirítica marcada por trilhas de xenocristais.....	23
<b>Figura 11.</b> Detalhe da rocha híbrida porfirítica marcada por pórfiros arredondados de feldspato alcalino, plagioclásio e quartzo imersos em matriz afanítica de coloração cinza média.....	24
<b>Figura 12.</b> Feições de fluxo magmático evidenciado por cristais de plagioclásio orientados que contornam xenólitos do sienogranito.....	24
<b>Figura 13.</b> Feições petrográficas dos extremos félsico e máfico. Biotita Sienogranito: a) Cristal de plagioclásio com margens arredondadas em contato com cristais de k-feldspato (luz polarizada), b) cristal de biotita parcialmente alterado para clorita nas bordas (luz natural), c) cristais de quartzo mostrando extinção ondulante bem desenvolvida (luz polarizada); Biotita Olivina-Gabro: d) cristal de ortopiroxênio evidenciando golfo de corrosão (luz natural), e) cristal de clinopiroxênio com plagioclásio parcialmente incluso definindo a textura subofítica (luz natural), f) cristal de olivina na forma anédrica e por vezes incluso nos cristais de plagioclásio (luz polarizada); Qtz = Quartzo; Pl = Plagioclásio; Kfs = K-feldspato; Bt = Biotita; Cpx = Clinopiroxênio; Opx = Ortopiroxênio; Op = Minerais Opacos; Ol = Olivina; Chl = Clorita.....	29
<b>Figura 14.</b> Feição petrográficas das rochas híbridas estudadas. Biotita Granodiorito: a) cristais de minerais opacos alterado para titanita nas bordas (luz natural), b) agregado de xenocristais de quartzo mostrando moderada extinção ondulante (luz polarizada), c) xenocristais de plagioclásio apresentando alteração para sericita onde fica com aspecto de sujo (luz polarizada), d) xenocristal de k-feldspato evidenciando moderada extinção ondulante e contatos reentrantes (luz polarizada); Hornblenda-Biotita Diorito: e) cristais de hornblenda apresentando transformações para biotita, com inclusões de minerais opacos (luz natural), f) cristais de plagioclásio com golfos de corrosão (luz polarizada); Qtz = Quartzo; Pl = Plagioclásio; Kfs = K-feldspato; Bt = Biotita; Hbl = Hornblenda; Op = Minerais Opacos; Ep = Epidoto; Ttn = Titanita; Ser = Sericita; .....	34

<b>Figura 15.</b> Diagrama de classificação de rochas ígneas plutônicas saturadas em sílica QAP (Streckeisen, 1978).....	35
<b>Figura 16.</b> Diagrama de classificação para rochas gabróicas (Le Maitre, 2002).....	35
<b>Figura 17.</b> Diagramas binários tipo hacker das amostras estudadas.....	37
<b>Figura 18.</b> Diagramas binários dos elementos-traço (ppm) <i>versus</i> SiO <sub>2</sub> (%). A legenda das amostras pode ser observada na figura 17. ....	38
<b>Figura 19.</b> Diagrama de ETR normalizado pelo condrito C1 de McDonough & Sun (1995). ....	40
<b>Figura 20.</b> Diagrama de classificação TAS adaptado (Middelmost, 1994).....	41
<b>Figura 21.</b> Diagrama de Jensen (1976).....	42
<b>Figura 22.</b> Diagrama de distinção de afinidades geoquímicas (Peccerillo & Taylor, 1976). ....	43
<b>Figura 23.</b> Diagrama bivalente de distinção de litotipos de afinidade cálcio-alcálica e shoshonítica de rochas alcalinas sódicas (Liégeois <i>et al.</i> , 1998). Neste diagrama é utilizada a média dos valores Zr, Y, Ce, Sm, Yb <i>versus</i> NYTS Rb, Th, U, Ta normalizados pela série de Telabit- Yenchichi (NYTS).....	43
<b>Figura 24.</b> Diagrama de classificação geoquímica para granitos de Whalen <i>et al.</i> (1987). ...	44
<b>Figura 25.</b> Diagrama multielementar normalizado pelo Manto Primitivo, McDonough & Sun (1995). ....	45
<b>Figura 26.</b> Diagramas de discriminação tectônica para granitoides (Pearce <i>et al.</i> 1984). ORG = granitos de cordilheiras oceânicas; VAG = granitos de arco vulcânico; WPG = granitos de intraplaca; syn-COLG = granitos sin-colisionais. ....	46
<b>Figura 27.</b> Diagrama de discriminação tectônica (Pearce, 1982).....	46
<b>Figura 28.</b> Diagrama ternário de discriminação tectônica V-Ti-Sm (Vermeesh, 2006). OIB = basaltos de ilha oceânica; MORB = basaltos de cordilheira meso-oceânica; IAB = basaltos de arco de ilha. ....	47
<b>Figura 29.</b> Matriz de Correlação dos elementos maiores. A) Correlações entre elementos maiores do biotita granodiorito híbrido com os extremos máfico e félsico; B) Correlações entre elementos maiores do biotita-hornblenda diorito híbrido com os extremos máfico e félsico .....	48
<b>Figura 30.</b> Matriz de Correlação dos elementos-traço e ETR. A) Correlações entre elementos do biotita granodiorito híbrido com os extremos máfico e félsico; B) Correlações entre elementos do biotita-hornblenda diorito híbrido com os extremos máfico e félsico .....	49
<b>Figura 31.</b> Diagramas binários mostrando as altas correlações entre elementos de mobilidades semelhantes, além de exibir a percentagem de cada termo na geração das rochas híbridas. ....	50
<b>Figura 32.</b> Diagramas de elementos terras e elementos-traços ambos normalizados pelo Condrito C1 e Manto Primitivo (McDonough & Sun (1995)), respectivamente. ....	54



## Tabelas

<b>Tabela 1</b> - Pacote de análises ICP95A/IMS95A do laboratório SGS Geosol mostrando os analitos e seus respectivos limites de detecção.....	5
<b>Tabela 2</b> – Resultados da contagem de 300 pontos de minerais das rochas estudadas. ....	35
<b>Tabela 3</b> – Percentuais de participação dos elementos químicos selecionados na geração das rochas híbridas. ....	49
<b>Tabela 4.</b> Análise química dos elementos maiores (%), traço (ppm) e ETRs (ppm).....	51

## 1. INTRODUÇÃO

Processos de misturas de magmas *mixing/mingling* e assimilação são peças fundamentais na diferenciação magmática de sistemas abertos (Best, 2003; Wilson, 1989).

As misturas tipo *mixing* são considerados por muitos como os principais processos geradores de variações composicionais em suítes ígneas, bem como um dos principais gatilhos responsáveis por erupções vulcânicas explosivas (Perugini *et al.*, 2015). Por outro lado, as misturas tipo *mingling*, entendidas como misturas físicas, se consideradas somente aquelas que não ocorrem trocas químicas, são extremamente raras na natureza.

Processos de assimilação são descritos tanto em rochas plutônicas como em vulcânicas, e vêm sendo investigados com base em litoquímica e geoquímica isotópica (Dungan *et al.* 2005). A colocação de corpos magmáticos através da crosta superior inevitavelmente acarretará a incorporação de xenólitos das encaixantes.

Importantes feições de mistura de magmas associados com assimilação são evidenciadas na Suíte Intrusiva Curralinho, localizada no Domínio Canindé, porção norte da Faixa de Dobramentos Sergipana. Nesta suíte ocorre a interação de uma rocha com composição granítica com um magma de composição gabróica, que geram rochas intermediárias híbridas.

O reconhecimento de rochas a partir de processos de mistura possibilita um melhor entendimento das variações litológicas encontradas na área e auxilia na compreensão da geologia do Domínio Canindé.

Neste trabalho são descritas as principais características petrográficas e geoquímicas de amostras que interagem formando termos híbridos, com o intuito de compreender a gênese e o modelo petrogenético dos mesmos e assim, contribuir para uma melhor interpretação da evolução das rochas e dos eventos geológicos ocorridos nesta região.

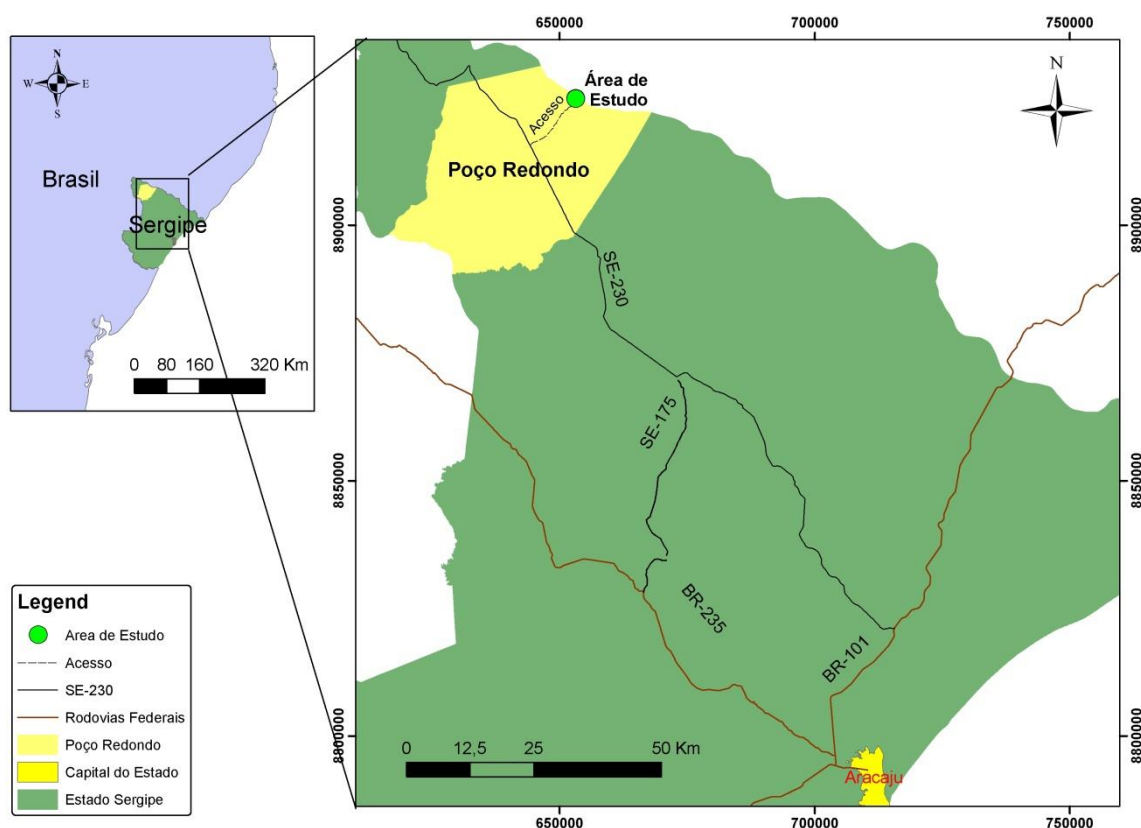
## **1.1 Objetivos**

O trabalho objetiva a investigação das feições de misturas *mingling* e mixing e assimilação ocorrentes na Suíte Intrusiva Curralinho, visando à identificação, caracterização e quantificação das interações com base em geologia de campo, petrografia e geoquímica.

## **1.2 Localização e Vias de Acesso**

A área de estudo está localizada no povoado Curralinho, município de Poço Redondo, noroeste do estado de Sergipe (Fig. 1).

O acesso à área pode ser efetuado a partir de Aracaju pela BR-235, em direção noroeste, por aproximadamente 68 km, onde converge-se para norte seguindo pela rodovia SE-175, sentido Nossa Senhora da Glória, por 50 km até o entroncamento com a rodovia SE-230. Nesta, segue-se a noroeste por 57 km até à cidade de Poço Redondo. A partir desta, o acesso é efetuado por estrada vicinal na direção nordeste, por aproximadamente 13 km, até o Povoado Curralinho, que coincide com o início da área de estudo.



**Figura 1** - Localização e acesso da área de estudo (fonte: Atlas SRH de Sergipe).

### 1.3 Metodologia

A metodologia empregada neste trabalho foi desenvolvida em três etapas principais: pré-campo, campo e pós-campo.

A fase de pré-campo consistiu no levantamento bibliográfico da área através de consultas a livros, artigos científicos, monografias, dissertações de mestrado e teses de doutorado, que destacavam o contexto geológico com ocorrência de mistura de magmas, assim como trabalhos relacionados ao Domínio Canindé e a Faixa de Dobramentos Sergipana.

Em relação à geoquímica, foram consultados trabalhos que abordavam a caracterização dos ambientes tectônicos e a diversidade composicional apresentada pelas rochas magmáticas a partir dos estudos dos diagramas utilizados para este fim.

A confecção dos mapas para serem utilizados na etapa de campo foi feita em ambiente SIG com a utilização dos programas Mapinfo 12.0 e Arcmap 9.3.

Na etapa de campo foram efetuadas duas visitas a área de estudo, uma realizada o dia 22 de Dezembro de 2016 e outra nos dias 22 e 23 de Fevereiro de 2018. Nestes trabalhos foi utilizados um GPS da marca Garmin, modelo GPSmap 62S para a obtenção da localização dos afloramentos. Este equipamento foi configurado para disponibilizar as coordenadas em projeção UTM, no Datum WGS-84. Nas descrições macroscópicas das amostras foram utilizadas lupas de mão com aumento de 10x.

Nesta etapa de campo foram feitas descrições gerais dos afloramentos, como também, descrições incluindo estruturas, texturas e mineralogia presente nas rochas. Com o objetivo de estudar os efeitos das interações de misturas, foram coletadas quatro amostras de rocha para análise. Duas amostras representam os membros extremos félsico e máfico, enquanto que as outras duas amostras representam o resultado das interações destes.

No Pós-campo as quatro amostras foram enviadas para a confecção de lâmina delgada no laboratório Petrografia BR Ltda, em Minas Gerais, e para análises químicas no laboratório SGS-Geosol Laboratórios Ltda, em Minas Gerais.

Para as análises químicas dos elementos maiores, traços e elementos terras raras foi selecionado o pacote ICP95A/IMS95A, que inclui a análise de 48 elementos químicos com fusão da amostra em metaborato de lítio (Tab. 1). As análises foram efetuadas com espectrômetro de massas com fonte de plasma acoplado indutivamente (ICP-MS) e espectrometria de emissão atômica com plasma acoplado indutivamente (ICP OES).

**Tabela 1** - Pacote de análises ICP95A/IMS95A do laboratório SGS Geosol mostrando os analitos e seus respectivos limites de detecção.

ICP95A/IMS95A							
Determinação de até 48 elementos por Fusão com Metaborato de Lítio - ICP OES / ICP MS							
Ag <sup>1</sup>	1ppm - 0,1%	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,01% - 75%	Ba	10ppm - 10%	CaO	0,01% - 60%
Ce	0,1ppm - 1%	Co	0,5ppm - 1%	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,01% - 10%	Cs	0,05ppm - 0,1%
Cu	5ppm - 1%	Dy	0,05ppm - 0,1%	Er	0,05ppm - 0,1%	Eu <sup>1</sup>	0,05ppm - 0,1%
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,01% - 75%	Ga	0,1ppm - 1%	Gd	0,05ppm - 0,1%	Hf <sup>1</sup>	0,05ppm - 0,05%
Ho	0,05ppm - 0,1%	K <sub>2</sub> O	0,01% - 25%	La	0,1ppm - 1%	Lu	0,05ppm - 0,1%
MgO	0,01% - 30%	MnO	0,01% - 10%	Mo	2ppm - 1%	Na <sub>2</sub> O	0,01% - 30%
Nb	0,05ppm - 10%	Nd	0,1ppm - 1%	Ni	5ppm - 1%	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,01% - 25%
Pr	0,05ppm - 0,1%	Rb <sup>1</sup>	0,2ppm - 1%	SiO <sub>2</sub>	0,01% - 90%	Sm	0,1ppm - 0,1%
Sn <sup>1</sup>	0,3ppm - 0,1%	Sr	10ppm - 10%	Ta	0,05ppm - 1%	Tb	0,05ppm - 0,1%
Th	0,1ppm - 1%	TiO <sub>2</sub>	0,01% - 25%	Tl	0,5ppm - 0,1%	Tm	0,05ppm - 0,1%
U	0,05ppm - 1%	V	5ppm - 1%	W	0,1ppm - 1%	Y	10ppm - 10%
Yb	0,1ppm - 0,1%	Zn	5ppm - 1%	Zr	10ppm - 10%	LOI	0,01% - 50%

Os dados litoquímicos foram processados nos *softwares* GCD-kit 4.1 (Janousek *et al.* 2006), Microsoft Excel e Microcal Origin 6.0 que permitem o tratamento estatístico e a construção de diagramas. No modelamento de misturas foi utilizado o programa *FC-AFC-FCA and mixing modeler* de Ersoy & Helvacı (2010).

As descrições petrográficas das quatro lâminas delgadas foram realizadas no Laboratório de Petrografia do Departamento de Geologia da Universidade Federal de Sergipe. Neste trabalho foi utilizado um microscópio binocular OPTON modelo TNP 09-T.

Com base nas recomendações de Le Maitre *et al.* (2002), para a classificação de rochas ígneas, foi efetuado a contagem de cerca de 300 pontos por lâmina. A partir desta foi descrito em detalhe a mineralogia essencial, varietal e acessória, além dos minerais de alteração. A descrição das estruturas foi realizada com foco a identificação de estruturas primárias (magmáticas) e secundárias representadas por modificações posteriores causadas por deformação e metamorfismo. Na identificação das texturas, também foi necessário à separação das texturas ígneas daquelas geradas por metamorfismo e deformação.

Ainda no pós-campo, os dados de campo, petrográficos e geoquímicos foram comparados com dados bibliográficos. Dessa forma foi possível classificar, caracterizar e interpretar a geologia da área de estudo.

Por fim, efetuou-se a redação do trabalho, que reúne os dados obtidos no campo, petrográficos e geoquímicos, bem como as classificações, interpretações e comparações com dados bibliográficos.

## **2. EMBASAMENTO TEÓRICO**

### **2.1 Processos de Diferenciação em Sistemas Magmáticos Abertos**

A maioria das intrusões graníticas é formada por mais de um pulso de magma. Em muitos plútons existem evidências da ocorrência de uma sucessão de estágios intrusivos, onde cada um pode romper e intrudir ou substituir todos ou parte dos produtos das fases anteriores da intrusão. Os pulsos contínuos de magma que se solidificam para formar sucessivas unidades intrusivas podem diferir em composição e mineralogia, ou serem distinguidos apenas em termos de granulação ou outros atributos texturais (Gill, 2014).

Segundo Wernick (2004), em sistemas magmáticos abertos o magma residente interage com suas rochas encaixantes e/ou com outros magmas. Entre diversos processos que nestas condições levam a variações composicionais cabe destacar:

- Recarga de câmara magmática
- Assimilação
- Mistura de Magmas

#### **2.1.1 Recarga de câmara magmática**

Muitas câmaras magmáticas são reservatórios drenados e recarregados por novos pulsos de magmas. Frequentemente, há amplas diferenças composicionais entre o magma recém-introduzido no reservatório, mais primitivo, e o magma restante na câmara parcialmente esgotada, pois sofreu maiores ou menores

mudanças composicionais durante a sua permanência por um período mais ou menos longo no reservatório.

A interação entre o magma novo e o magma residente, entretanto, depende também da velocidade de influxo do magma novo e da viscosidade do magma residente. Esses dois aspectos foram reunidos por Turner e Campbell (1986).

### **2.1.2 Assimilação**

A assimilação é o processo de mudança na composição de um magma pela incorporação de material estranho, representado na maioria das vezes por rochas encaixantes, que produz um magma contaminado, híbrido, similar aos magmas híbridos gerados por mistura de magmas (Best, 2003). A assimilação pode inicialmente envolver a simples dispersão física de xenólitos e xenocristais no magma. Dependendo do magma, das composições e temperaturas do material contaminante e do tempo disponível, o material contaminante se equilibra quimicamente com a massa fundida em diferentes graus. Os minerais podem dissolver-se seletivamente na fusão e os íons contaminantes são incorporados por difusão (Best, 2003). Comumente, a assimilação envolve a mistura com o magma criado pelo derretimento da rocha contaminante.

Exemplos de contaminação de magmas pela assimilação de rochas encaixantes são muito numerosos, mas o fenômeno quase sempre é de expressão areal limitada. Comum é a presença de quartzo nas bordas de intrusões de rochas portadoras de nefelina cortando metassedimentos silicosos e onde a nefelina ocorre nas fácies marginais de intrusões básicas e ácidas intrusivas em rochas carbonáticas. Andaluzita pode ocorrer nas zonas de contato de intrusões que cortam folhelhos ou metassedimentos aluminosos (Wernick, 2004).

A limitação do processo de assimilação ocorre principalmente devido à grande quantidade de calor que um magma tem de ceder neste processo, que envolve o aquecimento da rocha encaixante até seu ponto de fusão, o calor latente de fusão dos xenólitos inclusos e o calor e difusão do contaminante fundido no magma envolvente para que este de fato mude a sua composição (Wernick, 2004).



### 2.1.3 Mistura magmática

Se dois ou mais magmas diferentes se misturam, é produzido um magma híbrido, com composição intermediária entre eles. Os magmas podem ser derivados de fontes diferentes, ou eles podem ser comagmáticos, mas seguiram diferentes caminhos evolutivos (Best, 2003). O termo “magma *mixing*” refere-se a esta combinação completa dos dois componentes, ou, conforme descrito por Vernon (1983), a homogeneização do magma e a conversão de todos os cristais pré-existentes em minerais estáveis ao magma híbrido, ou sua blindagem por minerais estáveis.

O termo “magma *mingling*” é atribuído à mistura física de diferentes magmas, em que a combinação de dois componentes mantém parte de suas identidades, como o caso do basalto misturando-se com um magma granítico para produzir enclaves máficos (Chappell, 1996). As rochas formadas pela mistura de magmas que mantêm sua identidade contrastante são evidentes em escalas que variam de uma seção fina a grandes afloramentos (Chappell, 1996).

Segundo Wernick (2004) o conceito de mistura magmática atualmente muito discutido, adequa-se basicamente em cinco tipos de observações:

- A presença constante de maiores ou menores quantidades de enclaves micro granulares máficos de composição intermediária a básica em intrusões granitoides. Estes enclaves de granulação fina e forma ovalada, arredondada ou botrioidal, apresentam texturas e formas típicas resultantes da entrada de um magma mais quente e anidro num magma mais frio e hidratado.
- A constatação em muitos granitos de feições de desequilíbrio, tais como grãos de quartzo manteados por anéis de biotita, plagioclásios com zoneamento normal na sua parte interna e com zoneamento inverso na sua parte externa, dentre outras feições, que indicam bruscas mudanças composicionais no magma e que poderiam ser debitadas à entrada de magmas básicos em reservatórios de magmas mais ácidos.
- A variação composicional de granitos cálcio-alcálicos perpendicularmente a zonas de subdução, apresentando os mais próximos à sutura características mais crustais e os de posição mais distal características mais mantélicas.

Esse caráter mais crustal ou mantélico é definido por um conjunto de parâmetros, tais como elementos químicos maiores e menores, elementos traços, elementos terras raras (ETR), relações isotópicas diversas, composição de inclusões fluidas etc.

- Muitos dados isotópicos indicam que várias suítes magmáticas são o produto da cristalização de magmas que resultam da mistura em proporções variáveis de dois magmas com características químicas distintas e bem definidas. Também muitas vezes os dados isotópicos indicam a existência de mistura entre material crustal e mantélico.
- Os dados químicos de muitas suítes quando lançados em diagramas  $\text{SiO}_2$  : óxido (diagramas de Harker) determinam retas. Isso contrasta com os diagramas de Harker para suítes resultantes da cristalização fracionada nos quais os dados determinam curvas. Ressalte-se, porém, que nessa distinção a escala relativa do diagrama tem grande influência, assim como a técnica utilizada para o cálculo da linha de melhor ajuste dos dados, para não mencionar os casos de utilização de dados selecionados.

A mistura entre magmas graníticos crustais e magmas basálticos para a formação de granitos cálcio-alcálicos (granitos híbridos) apresenta dificuldades físicas enormes por causa das grandes diferenças em termos de composição, viscosidade, temperatura, conteúdo em voláteis, níveis de geração etc., ao ponto de muitos autores se oporem radicalmente a esse processo (Wernick, 2004).

Segundo Perugini *et al.* (2013), a capacidade de difusão dos elementos químicos em magmas silicáticos é fundamental para os processos ígneos, pois esta controla as taxas de transições de fase, como o crescimento de cristais e a cinética de dissolução, a taxa de homogeneização de gradientes composicionais gerados por cristalização fracionada e assimilação de rochas encaixantes, bem como um dos processos mais intrigantes de todos, a mistura de magmas.

## 2.2 Cálculos de Misturas Magmáticas

A mistura de magmas tem sido objeto de diversas pesquisas científicas nas últimas décadas (Vernon, 1983; Mariano & Sial, 1990; Chappell, 1996; Ersoy & Helvaci, 2010; Perugini *et al.*, 2013; Perugini *et al.*, 2015). Esta é considerada por muitos como o principal processo gerador de variações composicionais em suítes de rochas ígneas, bem como um dos principais processos responsáveis pelo desencadeamento de erupções vulcânicas altamente explosivas (Perugini *et al.*, 2010).

Os processos de misturas de magmas foram investigados de diversas abordagens diferentes, a partir de estudos geoquímicos clássicos (Platevoet *et al.*, 1998), através de simulações numéricas (Petrelli *et al.*, 2011) e experimentos com composições sintéticas e naturais (Perugini *et al.*, 2013; Morgavi, 2013). Esses estudos destacam que as misturas de magmas geram uma grande variabilidade composicional, que é originada a partir do desenvolvimento heterogêneo de processos de estiramentos e dobramentos dos magmas com diferentes viscosidades em um fluxo magmático, e estes modulam fortemente as trocas químicas, levando a segmentos de amostra com graus de homogeneização extremamente variáveis. Esses estudos evidenciaram que as rochas resultantes dessas misturas caóticas, comumente não seguem a tendência linear clássica esperada em estudos geoquímicos. E essa não-linearidade geoquímica torna o magma *mingling / mixing* um dos processos petrogenéticos mais complexos em nosso planeta (Perugini *et al.*, 2015).

Uma forma simples de calcular a concentração de um dado elemento em um magma resultante da simples mistura de dois magmas diferentes pode ser efetuado através da equação 01.

$$C_m = X(C_a - C_b) + C_b \quad \text{Equação (01)}$$

onde  $C_a$ ,  $C_b$  e  $C_m$  são as concentrações de um elemento em um magma **a**, em um magma **b**, e em um magma híbrido resultado da mistura dos magmas **a** e **b**, respectivamente. A incógnita representada por **X** representa o percentual de mistura (Fourcade & Allegre, 1981). Essa equação baseia-se na mistura de dois membros,

para a qual o único resultado possível é uma correlação linear entre os dois membros finais. No entanto, esse conceito só é válido se assumido que todos os elementos químicos em um sistema magmático, de vários componentes, tinham exatamente a mesma mobilidade.

Morgavi (2013) demonstrou que, apesar de alguns pesquisadores correlacionarem o potencial iônico dos elementos com sua difusibilidade em magmas silicáticos, a mobilidade dos elementos maiores não varia em função do potencial iônico, mas aumenta na seguinte ordem: Si, Ti, Mg, Ca, Al, K e Na, enquanto que os elementos-traço seguem a seguinte sequência de mobilidade: Sr, Th, U, Nb Zr, Rb Ce, Pr, La, Nd, Sm, Eu, Ba, Y, Gd, Dy, Yb.

Atualmente diversos pesquisadores (p. ex: De Campos *et al.*, 2011; Morgavi, 2013) vêm desenvolvendo experimentos com magmas naturais e sintéticos levando em conta que a mistura de magmas é um processo caótico, onde a área de contato entre os magmas que interagem aumenta exponencialmente em função do tempo e, consequentemente, a difusão química torna-se progressivamente mais eficiente.

### 3. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

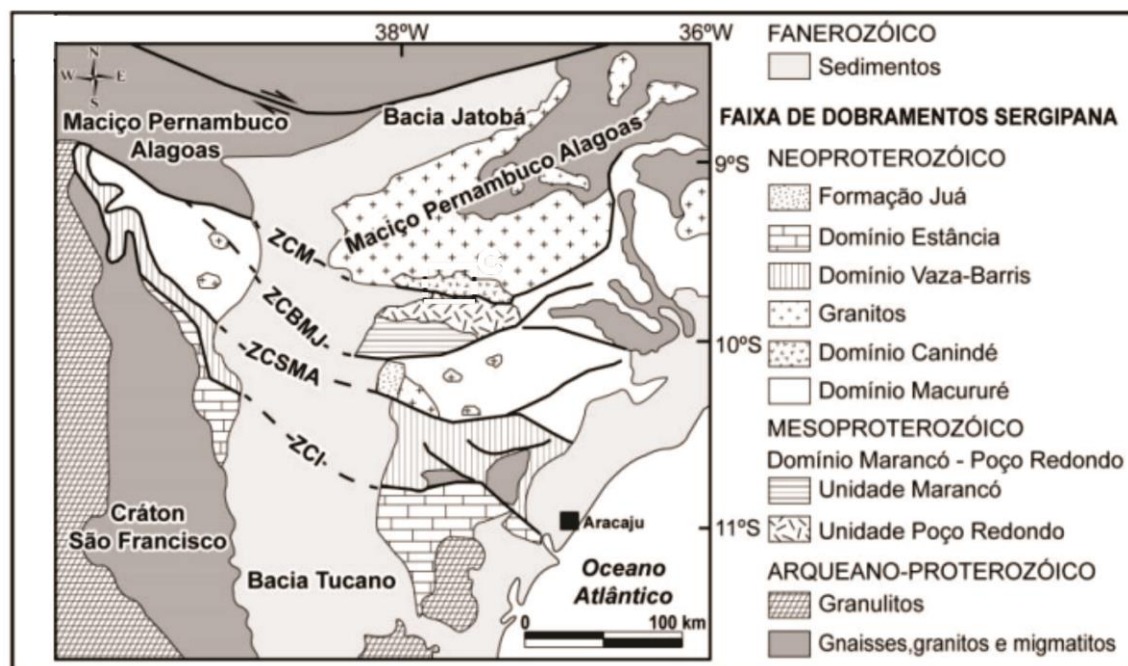
A área, objeto deste trabalho, está inserida na Faixa de Dobramentos Sergipana no Nordeste do Brasil. O nome de Faixa Sergipana foi introduzido por Brito Neves (1975), para substituir e ampliar os conceitos de "Geossinclinal de Sergipe" (Humphrey & Allard 1962) e "Geossinclinal de Propriá" (Humphrey & Allard 1969). Esta compreende um cinturão orogênico neoproterozóico com forma triangular e direção WNW-ESE, localizado entre a Província Borborema e o Cráton do São Francisco (Fig. 2). A faixa foi formada pela colisão continental entre o Cráton Congo-São Francisco e o Maciço Pernambuco-Alagoas (PEAL) durante a Orogenia Brasileira/Pan-Africana (Brito Neves *et al.*, 1977).

De acordo com Santos *et al.* (1988), Silva Filho (1998), Davison & Santos (1989) e Oliveira *et al.* (2006), a Faixa de Dobramentos Sergipana é compartimentada, de norte para sul, em seis domínios litotectônicos distintos: Canindé, Poço Redondo, Marancó, Macururé, Vaza-Barris e Estância. Posteriormente, Oliveira (2010) agrupou os domínios Poço Redondo e Marancó, e denominou de Domínio Poço Redondo – Marancó, compartimentando a faixa em apenas cinco domínios. Cada um dos domínios está limitado, de norte a sul, por zonas de cisalhamento compressionais frontais oblíquas, em geral de alto ângulo, denominadas: Macururé, Belo Monte-Jeremoabo, São Miguel do Aleixo e Itaporanga (Oliveira *et al.*, 2014) (Fig. 3). Segundo Oliveira *et al.* (2014), este cinturão é a chave para a reconstrução de parte da história do Gondwana Ocidental. No entanto, a origem dos domínios é ainda muito discutida.



**Figura 2.** Localização da Faixa de Dobramentos Sergipana (Liz, 2017).

Os domínios Macururé, Vaza Barris e Estância, localizados a sul da Zona de Cisalhamento Belo Monte-Jeremoabo, compreendem rochas metassedimentares de baixo grau metamórfico a anquimetamorfismo no Domínio Estância, passando para fácies xisto verde no Domínio Vaza Barris, até fácies anfibolito no Domínio Macururé (Oliveira *et al.*, 2006). Os outros domínios são mais diversificados e compostos por rochas ígneas, metamórficas e sedimentares. Intrusões de granitóides são abundantes nos domínios Macururé, Canindé e Poço Redondo-Marancó (Oliveira *et al.* 2015).



**Figura 3.** Geologia simplificada do Cinturão Sergipano localizado na parte sul da Província Borborema, NE do Brasil (modificado de Liz, 2017). As siglas ZCM, ZCBMJ, CZSMA e ZCI correspondem às zonas de cisalhamento Macururé, Belo Monte-Jeremoabo, São Miguel do Aleixo e Itaporanga, respectivamente.

O Domínio Estância é composto pelas formações Acauã, Lagarto e Palmares, que representam sedimentos anquimetamórficos (arenitos, calcários, argilitos e lentes conglomeráticas) depositados sobre rochas gnáissicas do embasamento cratônico, na borda nordeste do Cráton do São Francisco (Santos *et al.* 1998). Oliveira *et al.* (2010) interpreta, com base em dados de idades modelo e datações U-Pb SHIRIMP de zircões detríticos, que as formações Lagarto e Palmares do Domínio Estância, representam registros do preenchimento de uma bacia *foreland*, depositados após 570 Ma, produzidos pela erosão da Faixa de Dobramentos Sergipana durante a Orogenia Brasileira.

O Domínio Vaza Barris ocorre a norte do Domínio Estância e é constituído principalmente de metassedimentos psamo-pelito-carbonáticos de baixo grau metamórfico, que são agrupados nos grupos Miaba, Simão Dias e Vaza-Barris (D'el Rey Silva & Mc Clay, 1995; Santos *et al.*, 1998). De acordo com Santos *et al.* (1998), as estruturas principais observadas neste domínio são dobramentos antiformais e sinformais de grande porte, com vergência para SSW, associados a cavalgamentos e transcorrências.

Estudos em zircões detríticos das formações do Domínio Vaza Barris realizados por Oliveira (2008, 2010), identificaram idades > 2.000Ma que sugerem uma fonte sedimentar proveniente do Cráton do São Francisco, para a base deste domínio representada pela Formação Itabaiana e idades mais jovens para as demais formações, que sugerem que as formações superiores deste domínio tiveram fontes sedimentares controladas, em grande parte, por elevações dos outros domínios da Faixa de Dobramentos Sergipana ou de outras partes da Província Borborema.

O Domínio Macururé limita-se com o Domínio Vaza-Barris ao longo das zonas de cisalhamento São Miguel do Aleixo e Nossa Senhora da Glória, de movimentação contracional oblíqua sinistral. Este Domínio é composto por uma monótona sequência de xistos aluminosos, dominados por granada muscovita-biotita xistos e menor quantidade de quartzitos, filitos, metacalcários e lascas de rochas máficas-ultramáficas, intrudidas por diversos corpos granitóides (Carvalho, 2005). Davison e Santos (1989) identificaram estruturas reliquias que sugerem que a sequência sedimentar protólita representa turbiditos depositados em águas profundas. Posteriormente D'el-Rey Silva (1995; 1999) interpreta este domínio como uma cunha turbidítica, com mais de 13 km de espessura, que foi submetida ao metamorfismo até as condições da fácies anfibolito.

A presença abundante de corpos granitóides intrusivos, tardi a pós-tectônicos, é uma característica marcante deste domínio. Estas intrusões provocaram metamorfismo de contato nos metassedimentos encaixantes e modificações nas estruturas pretéritas (Santos *et al.* 1998).

As rochas graníticas ocupam grande parte da área do Domínio Macururé em superfície (Bueno *et al.*, 2009). Guimarães *et al.* (1997) obtiveram isócronas Rb-Sr no intervalo entre 623 e 595 Ma em alguns granitóides deste domínio. Com base nos dados anteriormente citados, os autores sugeriram que os granitos foram colocadas por sucessivos pulsos magmáticos durante estágios finais da orogenia Brasileira. Datações U-Pb (SHRIMP) em zircões de granitóides sin a tarde-colisionais sugerem que, o evento colisional registrado neste domínio e seu magmatismo associado, podem ter durado pelo menos 57 Ma, entre 628 Ma e 571 Ma (Bueno *et al.*, 2009).



Segundo Oliveira *et al.* (2010), as idades de zircões detríticos de quartzitos e mica xistos no Domínio Macururé indicam, predominantemente, fontes mesoproterozóicas (1.000 Ma e 950 Ma), e paleoproterozóicas (2.100 Ma), o que sugere que a Província Borborema foi a principal fonte de proveniência dos sedimentos Macururé.

O Domínio Poço Redondo – Marancó, de acordo com Carvalho (2005), é um fragmento crustal constituído por uma sequência de rochas sedimentares, vulcânicas e plutônicas metamorfizadas e fortemente deformadas. Ainda de acordo com este autor, um bloco de rochas gnáissicas migmatizadas, intrudido por diversos corpos granitóides de composições e idades distintas, forma o embasamento desta sequência.

Oliveira *et al.* (2010) dividiu o Domínio Poço Redondo-Marancó em dois subdomínios, nomeados Poço Redondo e Marancó. O primeiro é composto por migmatitos e granitos, e o último é composto por rochas metassedimentares pelíticas a psammíticas, ritimitos intercalados com andesito e dacito cálcio-alcalino, intercalações de basalto, andesito, gabro e serpentinitos (Oliveira *et al.*, 2014). Oliveira *et al.* (2010) sugerem que, os andesitos e dacitos do subdomínio Marancó e os protólitos dos migmatitos do subdomínio Poço Redondo foram formados em arcos continentais. Dados de isótopos de Nd e geoquímica de rocha total (idades TDM de 1,12 - 1,74 Ga;  $\epsilon\text{Nd}(t) = -1,1$  e  $-8,62$ ) das rochas metavulcânicas cálcio-alcalinas do subdomínio Marancó, bem como idades U-Pb (SHRIMP) do subdomínio Poço-Redondo (980 Ma e 961 Ma), obtidos por Carvalho *et al.* (2005), corroboram com a proposta anterior.

Segundo Carvalho (2005), no subdomínio Marancó ocorrem diversos corpos graníticos, sendo que a maioria se apresenta deformada (batólito Serra Negra – 952 Ma) e possui assinatura geoquímica similar a dos granitos tipo-A. Idades de zircão detrítico mostram que os metassedimentos do subdomínio Marancó foram provenientes principalmente de fontes com idades entre 980 Ma e 1100 Ma e menos frequentemente fontes do Paleoproterozóico e do arqueano (Carvalho *et al.*, 2005).

O Domínio Canindé é a região mais setentrional do Cinturão de Dobramento Sergipano, constituindo uma faixa de direção NW-SE, paralela ao Rio São

Francisco, com cerca de 4 a 10 km de largura. O limite sul com o Domínio Poço Redondo é marcado por expressiva zona de cisalhamento dúctil contracional, de alto ângulo, deslocada em vários pontos por falhas transcorrentes sinistrais transversais, de direção NE-SW. Estas falhas estão, em alguns pontos, preenchidas por diques básicos (Nascimento, 2005).

Conforme Nascimento (2005), o Domínio Canindé é composto por uma sequência de metassedimentos e metavulcânicas (Unidade Novo Gosto) e subvulcânicas (Unidade Gentileza), que são intrudidas pela Suíte Gabróica do Canindé e granitos diversos. Segundo Oliveira (2010), o Domínio Canindé compreende diferentes unidades litodêmicas: Unidade Novo Gosto-Mulungú; Unidade Gentileza; Unidade Garrote e Complexo Gabroico Canindé (Fig.4). Estas unidades são cortadas por granitos, granodioritos e granitos rapakivi.

A Unidade Novo Gosto-Mulungú é formada essencialmente por metagrauvacas, metapelitos, metassiltitos, metacherts, xistos, grafita-xistos, mármore, rochas cálcio-silicáticas e anfibolitos truncados por diques máficos e félsicos, assim como corpos gabroicos ricos em Fe-Ti (Nascimento *et al.*, 2005; Oliveira & Tarney, 1990; Oliveira *et al.*, 2010; Oliveira *et al.*, 2014). De acordo com Nascimento (2005), a Unidade Novo Gosto-Mulungú tem as melhores exposições nas proximidades do Riacho Jacaré até as cercanias do Riacho Cururú, encaixada entre a Zona de Cisalhamento Mulungú-Alto Bonito e a Unidade Gentileza.

Análises de U-Pb (SHRIMP) em zircões detríticos de metassedimentos da Unidade Novo Gosto, realizadas por Nascimento (2005), revelaram pelo menos três áreas fonte com idades em torno de 977 Ma, 718 Ma e 679 Ma (final do Ciclo Cariris Velho até o Brasileiro), sendo que o grão de zircão mais jovem apresenta idade de 625 Ma.

A Unidade Gentileza é formada essencialmente por anfibolitos e dioritos intercalados com quartzo-monzonitos porfíricos, doleritos e corpos gabroicos (Oliveira *et al.* 2010, 2014). Segundo Nascimento (2005), esta unidade foi invadida pela Suíte Gabróica do Canindé, granitos Boa Esperança, Serrota e Xingó e por diques máficos. As rochas da Unidade Gentileza estão metamorfizadas em fácies xisto verde, entretanto conservam estruturas primárias. Datações pelo método U-Pb

SHRIMP em cristais de zircão de rochas quartzo-monzodioríticas da Unidade Gentileza resultaram na idade aproximada de  $688 \pm 15$  Ma, enquanto que análises em cristais de zircão (por diluição isotópica) em quartzo-monzodiorito com textura *rapakivi* revelaram a idade de  $684 \pm 7,3$  Ma (Nascimento, 2005).

O Complexo Gabroico Canindé compreende um corpo maciço acamadado, alongado na direção WNW-ESE, de composição litológica variada (olivina gabronorito, leucogabro, anortosito, troctolito), com volumes menores de gabro pegmatítico, norito e peridotito (Oliveira *et al.* 2010, 2014). Neste corpo observa-se a presença de feições indicadoras de diferenciação magmática, tais como bandamento e textura cumulática (Oliveira & Tarney, 1990; Nascimento, 2005). Análises U-Pb (SHRIMP) em zircões do gabro revelaram idades em torno de  $690 \pm 16$  Ma (Nascimento, 2005), que são concordantes com a idade de  $702 \pm 5,5$  Ma obtidas por Brito *et al.* (2006) em flogopitas de um olivina gabro pelo método Ar-Ar.

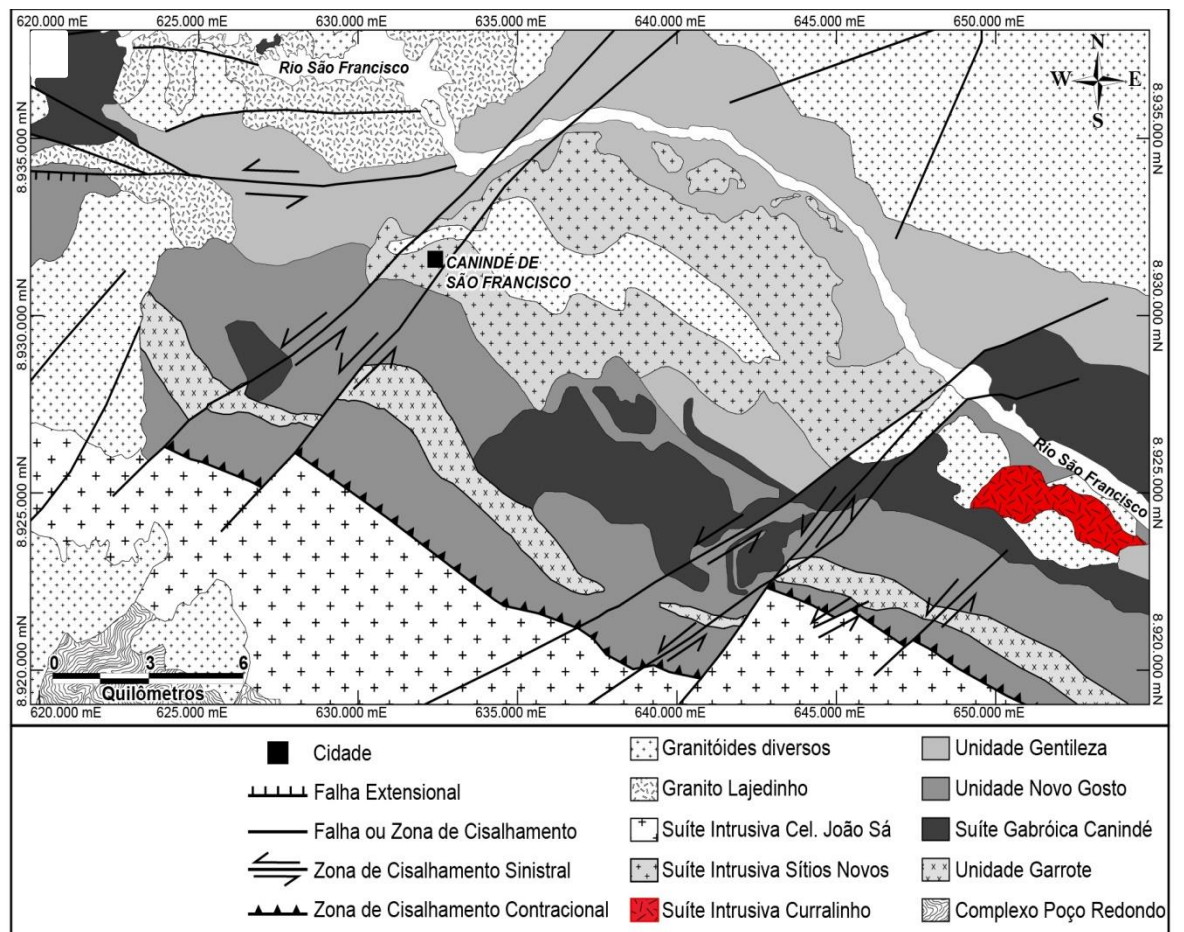
Seixas & Moraes (2000) concluíram que houve para a Suíte Gabróica de Canindé três pulsos magmáticos distintos. Dois seriam correlatos ao vulcanismo Novo Gosto e Gentileza, e um terceiro teria ocorrido mais tarde gerando os gabros. Esses autores propuseram para o Domínio Canindé é um modelo geotectônico que envolve formação de um rifte, vulcanismo basáltico alcalino, plutonismo gabróico e granítico, e deformação compressiva.

A Unidade Garrote compreende um *sheet* de granito contínuo de até 2 km de largura, fortemente deformado e intrusivo em rochas da Unidade Novo Gosto-Mulungú, com idade de 715 Ma (Van Schmus, Brito Neves *et al.*, 1997 *apud* Santos *et al.*, 1998).

Entre os granitóides intrusivos no Domínio Canindé destacam-se: Serrote, Lajedinho ( $618 \pm 3$  Ma), Boa Esperança ( $641 \pm 5$  Ma), Xingó e Sítio Novos (Nascimento, 2005).

O Granito Curralinho incluído originalmente no tipo Sítios Novos por Santos *et al.* (1988), têm distribuição restrita ao Domínio Canindé, ocorrendo quase sempre em contato intrusivo com litotipos do Complexo Canindé. Por vezes apresentam

feições típicas de mistura/coexistência de magmas com rochas gabróicas da Suíte Intrusiva Canindé (Santos *et al.*, 1998).



**Figura 4.** Mapa geológico do Domínio Canindé (Liz, 2017).

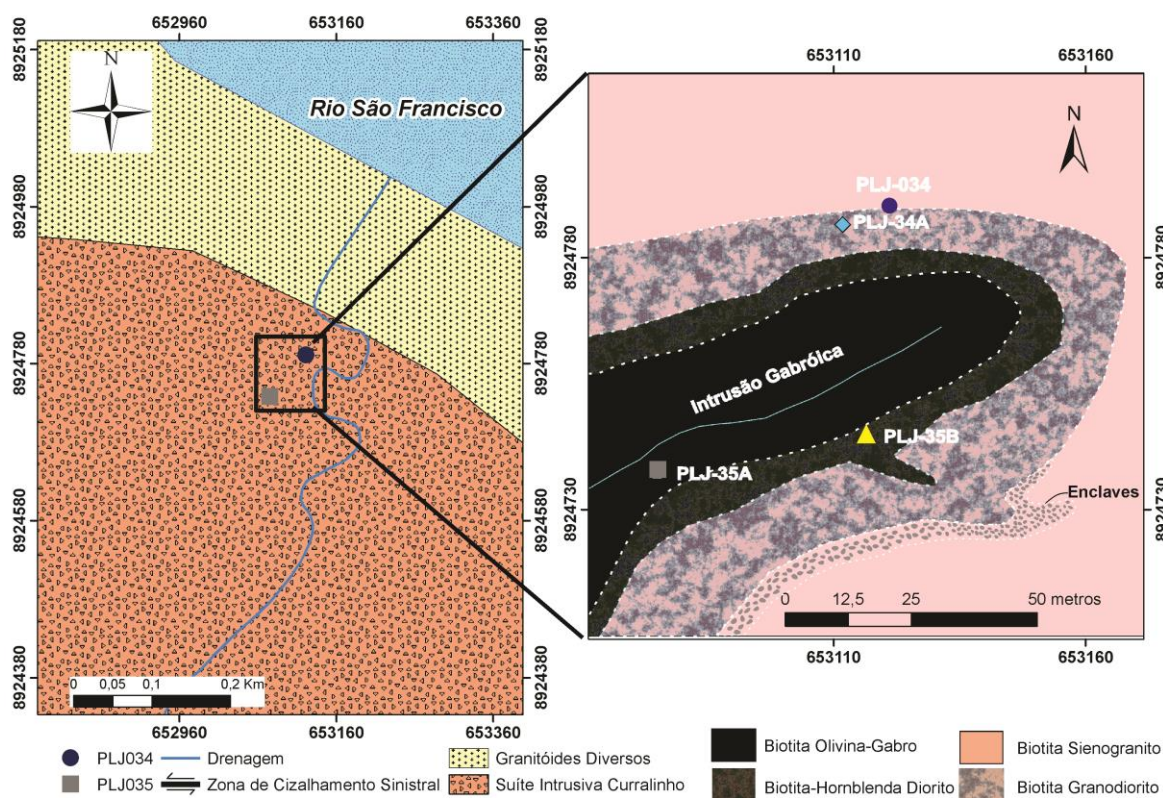
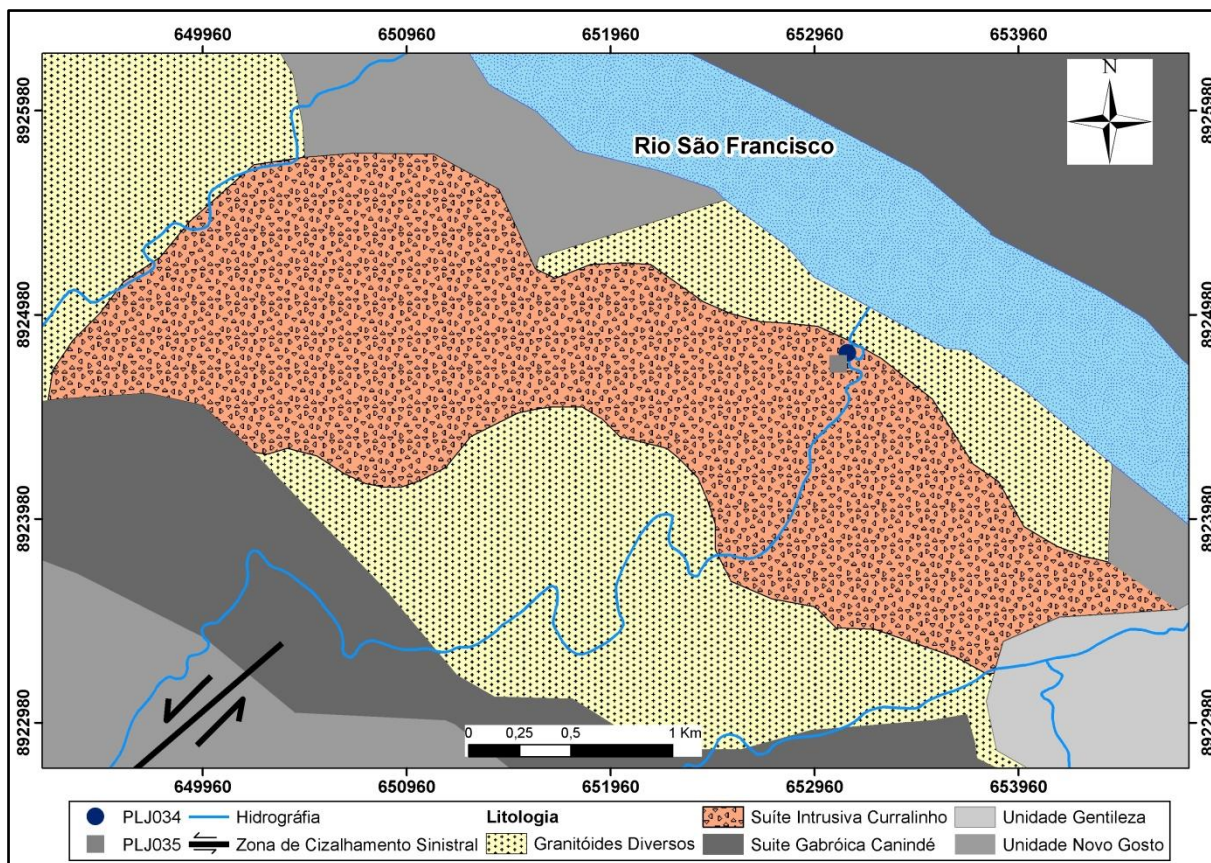
#### 4. GEOLOGIA LOCAL

Na área estudada, as rochas da Suíte Intrusiva Curralinho (SIC) ocorrem na forma de um *stock* alongado com direção WNW-ESE, com aproximadamente 5,5 km de comprimento e 1,5 km de largura. Estas rochas exibem contato intrusivo nas rochas da Unidade Novo Gosto e nas rochas intrusivas da Suíte Gabróica Canindé, e é cortada por granitos mais jovens (Fig. 5).

Na área estudada (Fig. 6) predomina um sienogranito porfirítico a inequigranular, muito grosso, com arranjo xenomórfico a hipodiomórfico, dominado por cristais de feldspato alcalino, que são acompanhados por plagioclásio e quartzo azulado (Fig. 7). A mineralogia máfica corresponde de 10% a 20% do total da rocha, sendo representada por biotita. Interações que sugerem processos de misturas *mixing/mingling* e assimilação entre o sienogranito e uma rocha gabróica são evidentes nos afloramentos estudados, nas proximidades do povoado Curralinho no município de Poço Redondo – SE (Fig. 6). Nestes é possível identificar que a rocha máfica injetou o *stock* granítico gerando diversas feições de interação entre as rochas. Misturas tipo “*mingling*” são evidenciadas por enclaves microgranulares máficos (Fig. 8) no sienogranito, que, por vezes, formam acumulações, que assumem estruturas tipo *pillow-like* (Fig. 9). Próximo ao contato entre o sienogranito e a rocha máfica, observa-se a geração de uma rocha híbrida porfirítica, marcada por pórfiros xenomórficos de feldspato alcalino, plagioclásio e quartzo, imersos em uma matriz afanítica de coloração cinza média (Figs. 10 e 11). Na medida em que se distancia do contato, em direção à rocha gabróica, nota-se uma diminuição gradativa dos pórfiros xenomórficos, acompanhados pelo escurecimento gradativo da matriz, que passa de afanítica para fanerítica de granulação média, onde é possível identificar os cristais de plagioclásio e piroxênio.

Localizadamente foi possível identificar feições de fluxo magmático na rocha gabróica, marcadas pela orientação de fenocristais de plagioclásio que contornam xenólitos arredondados do sienogranito (Fig. 12). No contato destes, é possível observar reentrâncias acompanhadas por uma borda difusa que sugere assimilação.









**Figura 7** . Ponto PLJ-034A. Sienogranito inequigranular muito grosso da Suíte Intrusiva Curralinho.



**Figura 8** . Detalhe de enclave microgranular máfico em sienogranito. Nota-se que os minerais que invadiram o enclave apresentam-se arredondados evidenciando texturas de desequilíbrio.





**Figura 9** - Estruturas tipo *pillow-like*, desenvolvidas pelo acúmulo de enclaves microgranulares máficos.



**Figura 10** . Afloramento próximo ao contato do sienogranito com a rocha gabróica, onde é possível observar a rocha híbrida com destacada textura porfirítica marcada por trilhas de xenocristais.





**Figura 11** . Detalhe da rocha híbrida porfírica marcada por pórfiros arredondados de feldspato alcalino, plagioclásio e quartzo imersos em matriz afanítica de coloração cinza média.



**Figura 12.** Feições de fluxo magmático evidenciado por cristais de plagioclásio orientados que contornam xenólitos do sienogranito.

## 5. PETROGRAFIA

Neste capítulo será apresentado a petrografia das quatro amostras selecionadas para este estudo, sendo uma representante do extremo félsico (sienogranito da Suíte Intrusiva Curralinho – Amostra PLJ-034), uma do extremo máfico (rocha gabróica – Amostra PLJ-035A), além de duas amostras de rochas híbridas, sendo uma próxima ao contato com o extremo félsico (PLJ-034A) e outra próxima do extremo máfico (PLJ-035B).

### **Biotita Sienogranito – Extremo Félsico (PLJ-034)**

A rocha é um biotita sienogranito com textura inequigranular grossa, estabelecida por uma mineralogia xenomórfica, composta pelos minerais essenciais: K-feldspato (ortoclásio e microclínio), plagioclásio e quartzo, com biotita como varietal. A mineralogia acessória compreende apatita, zircão, titanita e minerais opacos, enquanto que epidoto, clorita, calcita e sericita representam a mineralogia secundária.

#### *Mineralogia Essencial*

Os K-feldspatos são os minerais mais abundantes na rocha, e compreendem ortoclásio e microclínio. O ortoclásio ocorre na forma de cristais anédricos, com localizados subédricos, e dimensões que variam de 1,3 mm a 9,1 mm, com predomínio os cristais com tamanho entre 2 e 4 mm. Esta fase apresenta, por vezes, texturas cumuláticas localizadas, bem como feição de exsolução na forma de pertitas. A textura poiquilítica é marcada pela presença de inclusões de quartzo e apatita. O microclínio ocorre na forma de minerais anédricos, com dimensões que variam de 8,5 mm até 1,2 mm, predominando aqueles cristais com tamanho entre 4 e 5 mm. Os contatos do microclínio com os outros minerais da lâmina são curvos e reentrantes com o plagioclásio (Fig. 13A). Comumente exibem uma moderada extinção ondulante.

O plagioclásio ocorre principalmente na forma anédrica, com dimensões que variam de 1,7mm até 7,8 mm. A textura poiquilítica é marcada por inclusões de quartzo, apatita e minerais opacos distribuídos de forma irregular nos cristais. Alterações marcadas por seritização são observadas ao longo dos cristais.

Os cristais de quartzo ocorrem com formas anédricas com dimensões variando de 3,1 mm a 0,1 mm, predominando os indivíduos com 1,0 mm. Destaca-se a pronunciada extinção ondulante (Fig. 13C). Os contatos são curvos com os outros minerais da lâmina. Normalmente estes grãos ocorrem em agregados de subgrãos, em forma de mosaicos. Por vezes ocorrem inclusos em cristais de plagioclásio, ortoclásio, biotita, e minerais opacos.

#### *Mineralogia Varietal*

A biotita apresenta-se na forma de cristais subédricos a anédricos, com dimensões variando de 2,4 mm a 0,1 mm, predominando os cristais com tamanho de 2 mm. Esta fase expõe contatos curvos com a maior parte dos minerais da lâmina, mas comumente forma agregados de minerais associados com titanita e minerais opacos. Frequentemente é observada a alteração de cristais de biotita para clorita (Fig. 13B).

#### *Mineralogia Acessória*

A apatita apresenta-se com formas subédricas a euédricas, e dimensões que variam de 0,27 mm a 0,04 mm, havendo predomínio dos indivíduos com 0,07 mm. Comumente ocorrem inclusos em ortoclásio e plagioclásio.

A titanita apresenta-se como cristais anédricos a euédricos. Os cristais anédricos exibem hábito granular, e ocorrem de forma anelada envolvendo minerais opacos, que sugere uma geração a partir da transformação de minerais opacos ricos em titânio (p. ex. titanomagnetita e ilmenita). Quando euédrica possui tamanho variado de 0,3 mm a 0,09 mm e desenvolve contatos retos com os demais minerais da lâmina. Frequentemente encontra-se associada com biotita.

O zircão ocorre na forma euédrica, em que o maior cristal possui 0,02 mm e o menor 0,004 mm. Os contatos com os outros minerais é reto. Na maior parte das vezes, ocorre em agregados em posições específicas da lâmina.

Os minerais opacos apresentam-se como cristais anédricos e poucas ocorrência de euédricos, que geralmente encontram-se associados à biotita. A granulação varia de 0,01 mm a 1 mm, havendo predomínio dos cristais com 0,35 mm. Os contatos são curvos com os demais minerais da lâmina, e por vezes retos quando são euédricos. Comumente observa-se o desenvolvimento de titanita nas bordas desses minerais.

#### *Mineralogia Secundária*

O epidoto apresenta-se nas formas anédrica a subédrica com dimensões de 0,54 mm a 0,04 mm. Esta fase ocorre como produto da transformação do plagioclásio, formando agregados ao longo das bordas deste mineral.

A sericita é subédrica a anédrica, e ocorre com dimensões variando de 0,2 mm a 0,01 mm. Comumente, estes minerais ocorrem de forma disseminada como produto de alteração do plagioclásio.

Conforme a contagem de pontos apresentada na tabela 2, a rocha ocupa o campo dos “Sienogranitos” no diagrama QAP de Streckeisen (1978) (Fig. 15), conferindo o nome de “biotita sienogranito” para o extremo félsico.

### **Biotita Olivina-Gabro – Extremo Máfico (PLJ-035A)**

O biotita olivina-gabro possui uma textura intergranular destacada, formada por uma mineralogia hipodiomórfica. A mineralogia essencial é constituída por plagioclásio, clinopiroxênio e ortopiroxênio, possuindo como varietais olivina e biotita. A principal fase acessória é representada por cristais de minerais opacos. Os minerais secundários são representados por calcita e sericita.

#### *Mineralogia Essencial*

O plagioclásio é o mineral mais abundante nesta rocha, e ocorre principalmente na forma subédrica, com dimensões que variam de 3,5 mm a 0,1 mm, com predomínio dos cristais de 1,0 mm. Os cristais desenvolvem contatos irregulares com a clinopiroxênio e olivina. Estes cristais, por vezes, apresentam inclusões de

olivina e minerais opacos definindo uma textura poiquilítica (Fig. 13f). Observar-se que a ocorrência de sericitização, que deixa alguns grãos com aspecto turvo.

O clinopiroxênio apresenta-se na forma anédrica, e possui dimensões que variam de 3,26 mm a 0,2 mm, com predomínio os cristais com tamanho entre 2 e 2,5 mm. A textura subofítica é marcada pela presença de cristais de plagioclásio parcialmente inclusos nesta fase (Fig. 13e). Esta fase também exhibe cristais com bordas transformadas para biotita, que conferem uma textura coronítica.

O ortopiroxênio ocorre principalmente na forma subédrica, com dimensões de 3,47 mm a 0,21 mm, com predomínio dos indivíduos com 0,54 mm. Estes apresentam inclusões de cristais de minerais opacos, olivina e plagioclásio. Por vezes é possível verificar a ocorrência de texturas de desequilíbrio com golfo de corrosão (Fig. 13d).

#### *Mineralogia Varietal*

A olivina mostra-se na forma anédrica, ocorre com tamanhos variando de 1,30 mm a 0,027 mm, havendo predominância dos grãos com tamanho de 0,43 mm (Fig. 13f). Geralmente está associada aos piroxênios, e por vezes, apresenta inclusões de minerais opacos que não ultrapassam o tamanho de 0,10 mm. Frequentemente ocorre como inclusão no plagioclásio onde possui tamanhos menores que 0,43 mm.

A biotita apresenta-se subédrica a anédrica, com granulação variando de 1,0 mm a 0,1 mm, predominando os cristais com tamanho de 0,5 mm. Normalmente ocorrem nas bordas do clinopiroxênio, e por vezes apresenta alterações para clorita.

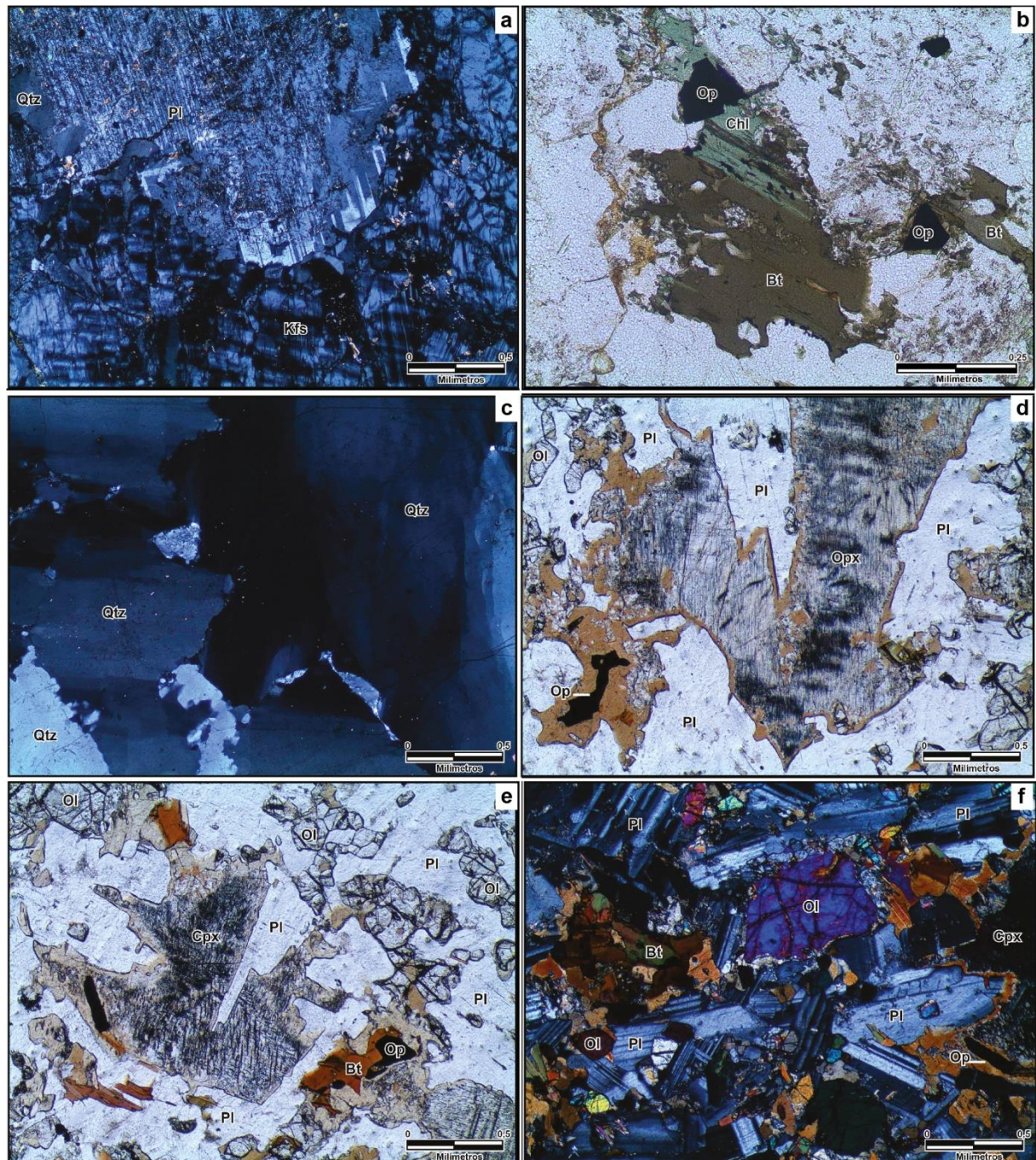
#### *Mineralogia Acessória*

A apatita apresenta-se subédrica a euédrica. Os seus tamanhos variam de 0,136 mm a 0,045 mm, havendo predomínio dos indivíduos com 0,090 mm. Os contatos são retos com os demais minerais da rocha.

Os minerais opacos ocorrem disseminados por toda lamina, possui formas anédricas a subédricas, com tamanhos de cristais variando desde 1,19 mm até 0,009 mm, havendo predominância dos indivíduos com 0,45 mm. Na maioria das vezes apresentam-se associado ao clinopiroxênio e a biotita, onde mostra-se como inclusão de até 0,65 mm.



Conforme a contagem de pontos apresentada na tabela 2, a rocha ocupa o campo dos “Gabros” no diagrama QAP de Streckeisen (1978) (Fig. 15), e o de Olivina-Gabro no diagrama de classificação para rochas gabróicas de Le Maitre (2002) (Fig 16). O que confere o nome de “biotita olivina-gabro” para o extremo máfico.



**Figura 13.** Feições petrográficas dos extremos félsico e máfico. **Biotita Sienogranito:** a) Cristal de plagioclásio com margens arredondadas em contato com cristais de k-feldspato

(luz polarizada), b) cristal de biotita parcialmente alterado para clorita nas bordas (luz natural), c) cristais de quartzo mostrando extinção ondulante bem desenvolvida (luz polarizada); **Biotita Olivina-Gabro**: d) cristal de ortopiroxênio evidenciando golfo de corrosão (luz natural, e) cristal de clinopiroxênio com plagioclásio parcialmente incluso definindo a textura subofítica (luz natural), f) cristal de olivina na forma anédrica e por vezes incluso nos cristais de plagioclásio (luz polarizada); Qtz = Quartzo; Pl = Plagioclásio; Kfs = K-feldspato; Bt = Biotita; Cpx = Clinopiroxênio; Opx = Ortopiroxênio; Op = Minerais Opacos; Ol = Olivina; Chl = Clorita.

### **Biotita Granodiorito - Híbrido – PLJ-034A**

A rocha é um biotita granodiorito porfíritico, definido por pórfiros anédricos de K-feldspato (microclínio), plagioclásio e quartzo, que estão imersos em uma matriz fina, constituída de cristais de plagioclásio, biotita (Fig. 14a), apatita, titanita e minerais opacos. Os minerais secundários estão presentes em quantidades consideráveis (~8%), sendo o epidoto o mineral mais comum, seguido por clorita, sericita e calcita.

#### *Mineralogia Essencial*

O microclínio ocorre na maior parte como xenocristal na forma anédrica a subédrica e encontra-se com a geminação albita periclina. Os seus tamanhos variam desde 6,95 mm até 0,21 mm. Os contatos do microclínio com os outros minerais da lâmina são curvos e, muitas vezes, apresentam margens corroídas golfos de corrosão (Fig 14d). Comumente exibem uma fraca extinção ondulante. Alteração para sericita e calcita ocorre com frequência nesta fase mineral, os quais geralmente apresentam-se com aspecto turvo.

O plagioclásio ocorre principalmente como xenocristais na forma subédrica a anédrica tanto na condição de pórfiro como na matriz. Os pórfiros possuem dimensões que variam de 3,08 mm a 0,7mm, enquanto que os cristais da matriz possuem dimensões entre 0,5 e 0,21 mm. Nos pórfiros é comum uma fraca a moderada extinção ondulante, além de inclusões de quartzo e microclínio inferiores a 0,32 mm e 0,43 mm, respectivamente. Neste a alteração para sericita e calcita é comum, os quais geralmente aparecem com aspecto turvo (Fig. 14c).

Os cristais de quartzo ocorrem principalmente como xenocristais anédricos com dimensões variando de 5,86 mm a 0,10 mm, predominando os indivíduos com tamanho entre 1,30 mm a 1,52 mm. Estes exibem pronunciada extinção ondulante (Fig. 14b), além de contatos curvos com os outros minerais da lâmina. Normalmente ocorrem em agregados de subgrãos, em forma de mosaicos.

#### *Mineralogia Varietal*

A biotita é um dos minerais mais abundantes na rocha, e perfaz cerca de 30%, sendo restrita a matriz. Esta fase apresenta cristais subédricos a anédricos com granulação variando de 0,30 mm a 0,02 mm, predominando os cristais com tamanho de 0,10 mm. Estes grãos possuem contatos curvos com a maior parte dos minerais da lâmina, e com frequência é observada com alterações para clorita nas bordas dos grãos.

#### *Mineralogia Acessória*

A apatita apresenta-se subuédrica a euédrica. Os seus tamanhos variam de 0,15 mm a 0,04 mm, havendo predomínio dos indivíduos com 0,07 mm. Os contatos são retos com os demais minerais da rocha, e normalmente, encontra-se presente na matriz da rocha.

O zircão apresenta-se na forma euédrica a subédrica, com tamanho dos cristais variando de 0,027 mm a 0,10 mm, havendo predomínio dos grãos com tamanho de 0,070 mm. Apresenta-se incluso no quartzo onde faz contatos retos.

A titanita apresenta-se na forma anédrica, onde exhibe hábito granular que ocorre como produto da transformação nas bordas de cristais de minerais opacos.

Os cristais de minerais opacos ocorrem desde a forma anédrica a subédrica, onde apresentam-se com tamanho variando de 0,86 mm a 0,036 mm, com predominância dos cristais com 0,36 mm. Com frequência é observado que as bordas dos cristais estão transformadas para titanita.

#### *Mineralogia Secundária*

O epidoto apresenta-se com formas anédricas a euédricas, e dimensões que variam entre 0,18 mm e 0,01 mm, havendo predomínio dos indivíduos com 0,05 mm.



Os contatos são retos com a maior parte dos minerais da lâmina e, por vezes, reentrantes com minerais opacos, biotita e plagioclásio. Esta fase ocorre restrita a matriz, como parte da alteração de plagioclásio e associado à biotita.

A clorita ocorre na forma de agregados subédricos, com dimensões que variam de 0,01 a 0,025mm, comumente como produto da alteração da biotita, principalmente nas bordas dos grãos.

A sericita ocorre na forma de finas lamelas disseminadas no plagioclásio, que confere um aspecto turvo aos grãos.

Conforme a contagem de pontos apresentada na tabela 2, a rocha ocupa o campo dos “Granodioritos” no diagrama QAP de Streckeisen (1978) (Fig. 15), conferindo o nome “biotita granodiorito”.

### **Biotita-Hornblenda Diorito - Híbrido – PLJ-35B**

A rocha é um biotita-hornblenda diorito com textura equigranular fina, definida por cristais hipodiomórficos. A textura intergranular é destacada por cristais de plagioclásio com arranjo isotrópico, com interstícios ocupados por anfibólio, biotita e minerais opacos. Os minerais secundários são representados por clorita e sericita.

#### *Mineralogia Essencial*

O plagioclásio ocorre principalmente na forma subédrica, com dimensões que variam de 0,10 mm a 1,08 mm, com predomínio dos cristais de 0,65 mm. Feições de desequilíbrio são evidenciados por cristais com bordas corroídas, onde é possível verificar a ocorrência de golfo de corrosão (Fig. 14f). Observa-se, localizadamente, cristais com núcleos alterados para sericita, sugerindo a textura em peneira.

#### *Mineralogia Varietal*

A hornblenda é o mineral varietal mais abundante na rocha (~28%), possui forma anédrica, com pleocroísmo variando do verde-claro ao marron-claro, e dimensões que variam de 0,045 mm a 1,08 mm, predominando indivíduos com 0,45mm. Transformações nas bordas dos grãos para biotita são comuns, e definem

a textura coronítica (Fig. 14e). A textura poiuilítica é marcada por inclusões de minerais opacos e plagioclásio.

A biotita apresenta-se como cristais subédricos, de dimensões entre 0,015 mm e 0,36 mm, com predomínio de 0,18 mm. Mostra um pleocroísmo variando do marrom-claro ao marrom-escuro e apresenta inclusões de cristais anédricos de minerais opacos menores que 0,09 mm. Esta fase ocorre principalmente como produto da transformação do anfibólio.

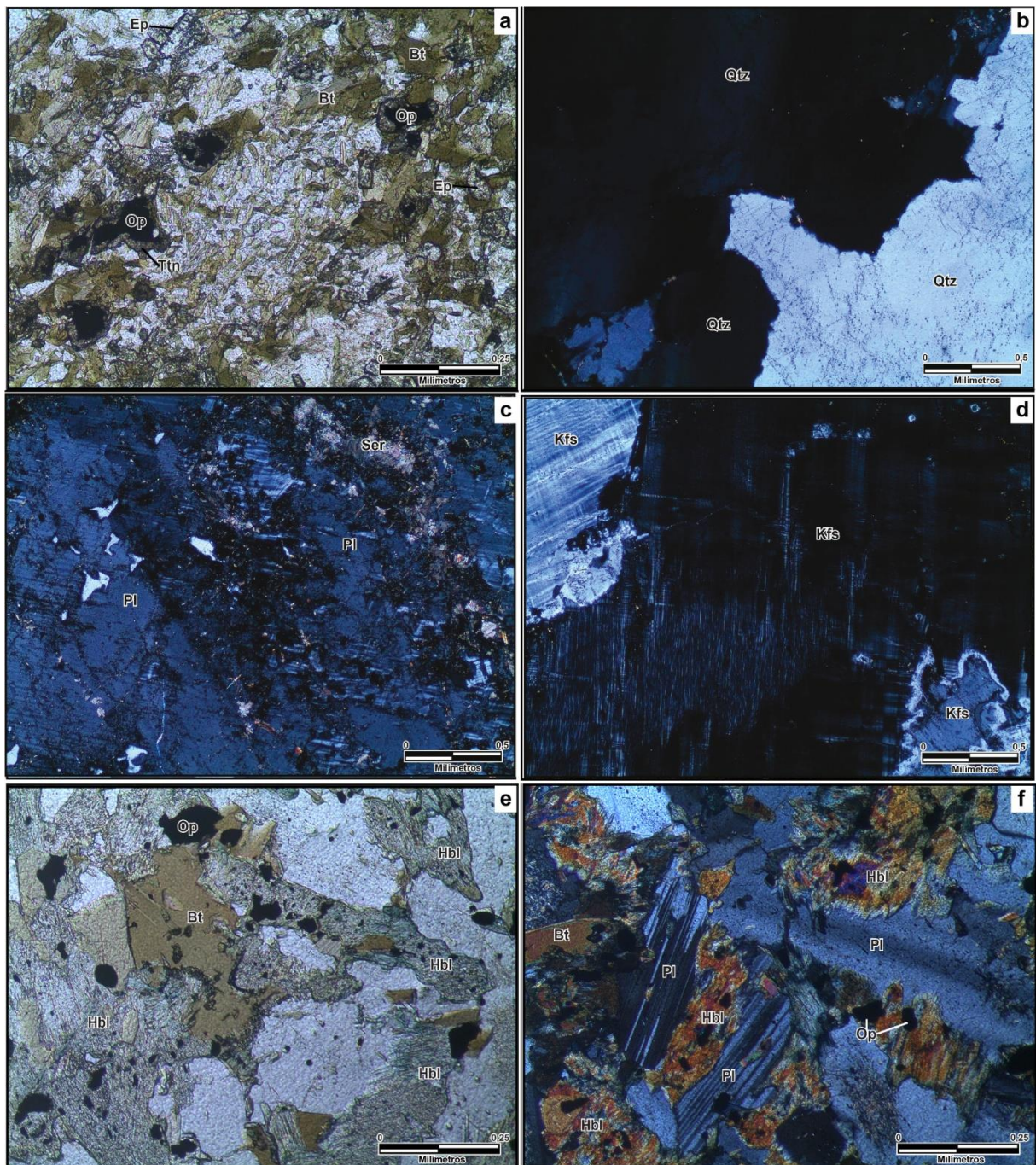
#### *Mineralogia Acessória*

Os minerais opacos ocorrem disseminados por toda a lâmina, principalmente como inclusões na forma anédrica, onde possuem tamanhos variando desde 0,22 mm até 0,009 mm, havendo predomínio dos cristais com tamanho de 0,05mm.

#### *Mineralogia Secundária*

A mineralogia secundária não é muito frequente nesta rocha, ficando restrito a clorita como transformação da borda de grãos de biotita, e sericita disseminada em grãos de plagioclásio.

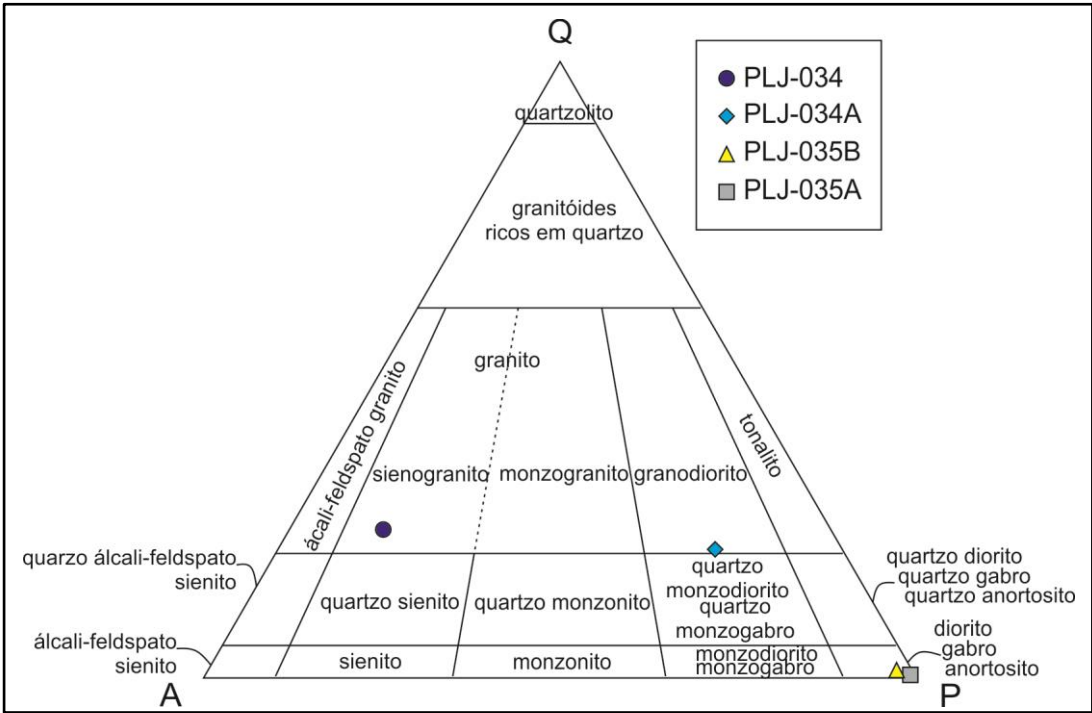
Conforme a contagem de pontos apresentada na tabela 2, a rocha ocupa o campo dos “Gabros e Dioritos” no diagrama QAP de Streckeisen (1978) (Fig. 15). Devido a sua mineralogia varietal ser dominada por anfibólio e biotita, a rocha é classificada como Diorito, que confere um “biotita-hornblenda diorito”.



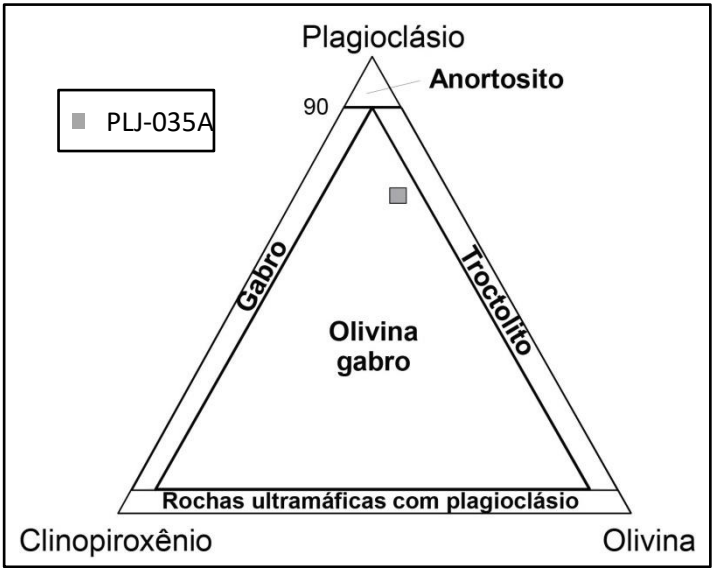
**Figura 14.** Feição petrográficas das rochas híbridas estudadas. **Biotita Granodiorito:** a) cristais de minerais opacos alterado para titanita nas bordas (luz natural), b) agregado de xenocrists de quartzo mostrando moderada extinção ondulante (luz polarizada), c) xenocrists de plagioclásio apresentando alteração para sericita onde fica com aspecto de sujo (luz polarizada), d) xenocrystal de k-feldspato evidenciando moderada extinção ondulante e contatos reentrantes (luz polarizada); **Hornblenda-Biotita Diorito:** e) cristais de hornblenda (hbl) apresentando transformações para biotita (bt), com inclusões de minerais opacos (op) (luz natural), f) cristais de plagioclásio (pl) com golfos de corrosão (luz polarizada); Qtz = Quartzo; Pl = Plagioclásio; Kfs = K-feldspato; Bt = Biotita; Hbl = Hornblenda; Op = Minerais Opacos; Ep = Epidoto; Ttn = Titanita; Ser = Sericita;

**Tabela 2 – Resultados da contagem de 300 pontos de minerais das rochas estudadas.**

Amostras	K-Feldspato	Plagioclásio	Quartzo	Clinopiroxênio	Olivina	Ortopiroxênio	Anfibólio	Biotita	Titanita	Apatita	Opacos	Epidoto	Clorita	Sericita
PLJ-034	53,33	11,33	20,33	0,00	0,00	0,00	0,00	9,00	0,67	0,00	0,67	0,33	0,67	3,67
PLJ-34A	10,51	35,25	11,86	0,00	0,00	0,00	0,00	30,17	1,02	3,05	0,68	6,10	1,02	0,34
PLJ-35B	0,00	49,83	0,00	0,00	0,00	0,00	27,57	17,28	0,00	0,00	2,33	0,00	2,99	0,00
PLJ-35A	0,00	56,48	0,00	8,64	16,28	2,99	0,00	13,29	0,00	0,00	2,33	0,00	0,00	0,00



**Figura 15 . Diagrama de classificação de rochas ígneas plutônicas saturadas em sílica QAP (Streckeisen, 1978).**



**Figura 16 . Diagrama de classificação para rochas gabróicas (Le Maitre, 2002).**



## 6. LITOQUÍMICA

Neste capítulo são apresentados os dados químicos das amostras estudadas, partindo da caracterização da litoquímica das amostras dos extremos félsico e máfico, assim como das rochas híbridas, com o intuito de entender as variações químicas envolvidas nas misturas.

Esta caracterização será dividida em elementos maiores, traços e ETR, seguida por classificações geoquímicas e diagramas multi-elementares, além de classificações de ambiência tectônica. Por fim serão efetuados cálculos de misturas com o objetivo de quantificar a participação dos elementos dos extremos félsico e máfico na geração das rochas híbridas.

Os dados de elementos maiores, traços e ETR são apresentados na tabela 4.

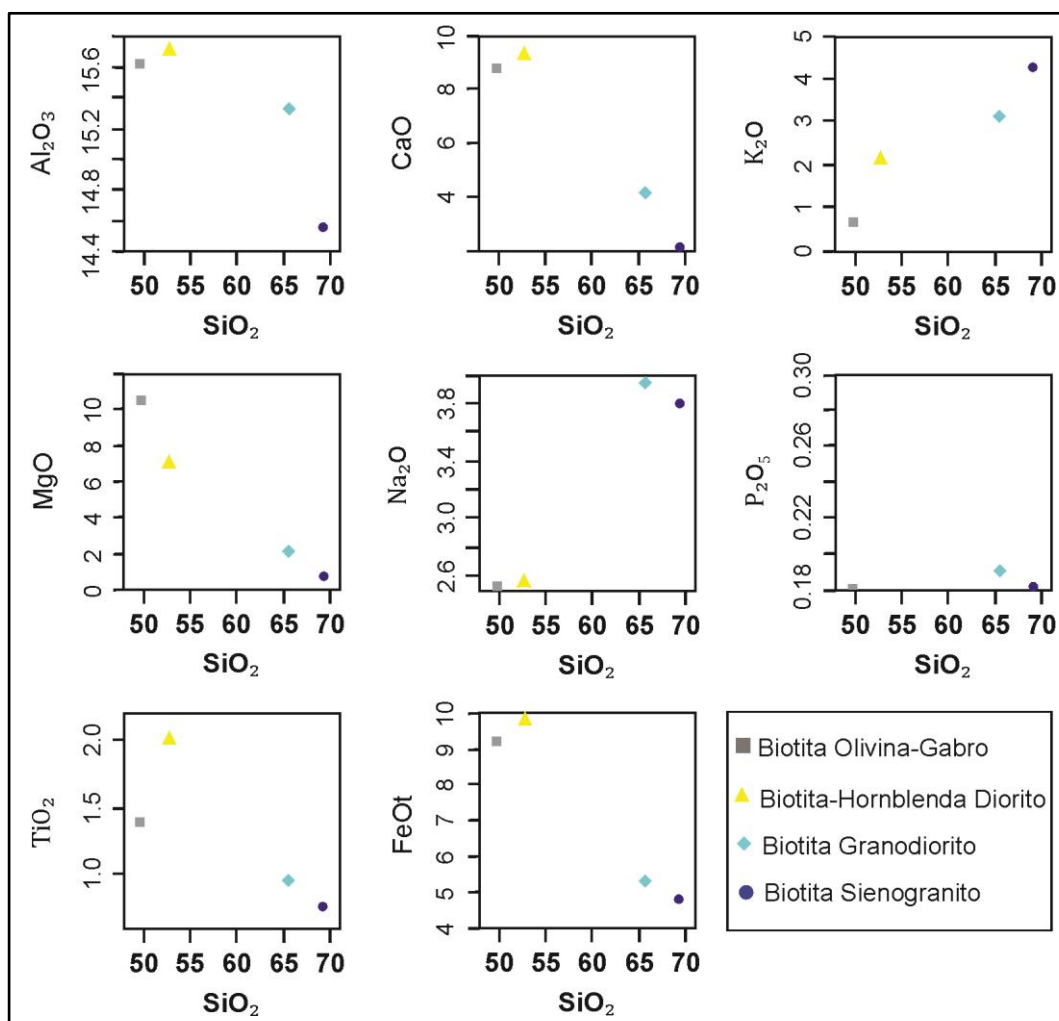
### 6.1 Elementos Maiores

Os teores de  $\text{SiO}_2$  das amostras analisadas variam de 69,41% no biotita sienogranito (extremo félsico) a 49,92% no biotita olivina-gabro (extremo máfico). Enquanto que as duas amostras híbridas representadas pelo biotita granodiorito e biotita-hornblenda diorito apresentam teores de  $\text{SiO}_2$  de 65,77% e 52,78%, respectivamente.

Os valores de  $\text{K}_2\text{O}$  expressam o mesmo padrão da sílica, com os teores mais elevados associados ao biotita sienogranito (4,29%) e biotita granodiorito (3,17%), enquanto que os valores mais baixos estão contidos nas amostras biotita-hornblenda diorito (2,11%) e no biotita olivina-gabro (0,67%).

Os resultados químicos de  $\text{CaO}$ ,  $\text{MgO}$  e  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  mostram-se menos concentrados nas amostras do biotita sienogranito ( $\text{CaO} = 2,15$ ;  $\text{MgO} = 0,84$  e  $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 5,37$ ), e tendem a enriquecer na medida que se aproxima do extremo máfico, passando pelo biotita granodiorito ( $\text{CaO} = 4,15$ ,  $\text{MgO} = 2,18$  e  $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 5,95$ ), seguindo pelo biotita-hornblenda diorito ( $\text{CaO} = 9,24$ ,  $\text{MgO} = 6,99$  e  $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 10,88$ ) e

culminando no biotita olivina- gabro ( $\text{CaO} = 8,81$ ,  $\text{MgO} = 10,56$  e  $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 10,23$ ) (Fig. 17). No entanto, observa-se que os elementos  $\text{CaO}$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{TiO}_2$ , e  $\text{FeOt}$  estão com concentrações maiores no biotita-hornblenda diorito que no biotita olivina-gabro (Fig. 17). Por se tratar de um estudo geoquímico em ambiente geológico natural, não controlado, estas pequenas variações químicas podem ocorrer devido a efeitos cumuláticos, promovidos pelo fluxo magmático, ou mesmo variações devido a heterogeneidades químicas naturais das rochas.



**Figura 17.** Diagramas binários tipo hacker das amostras estudadas.

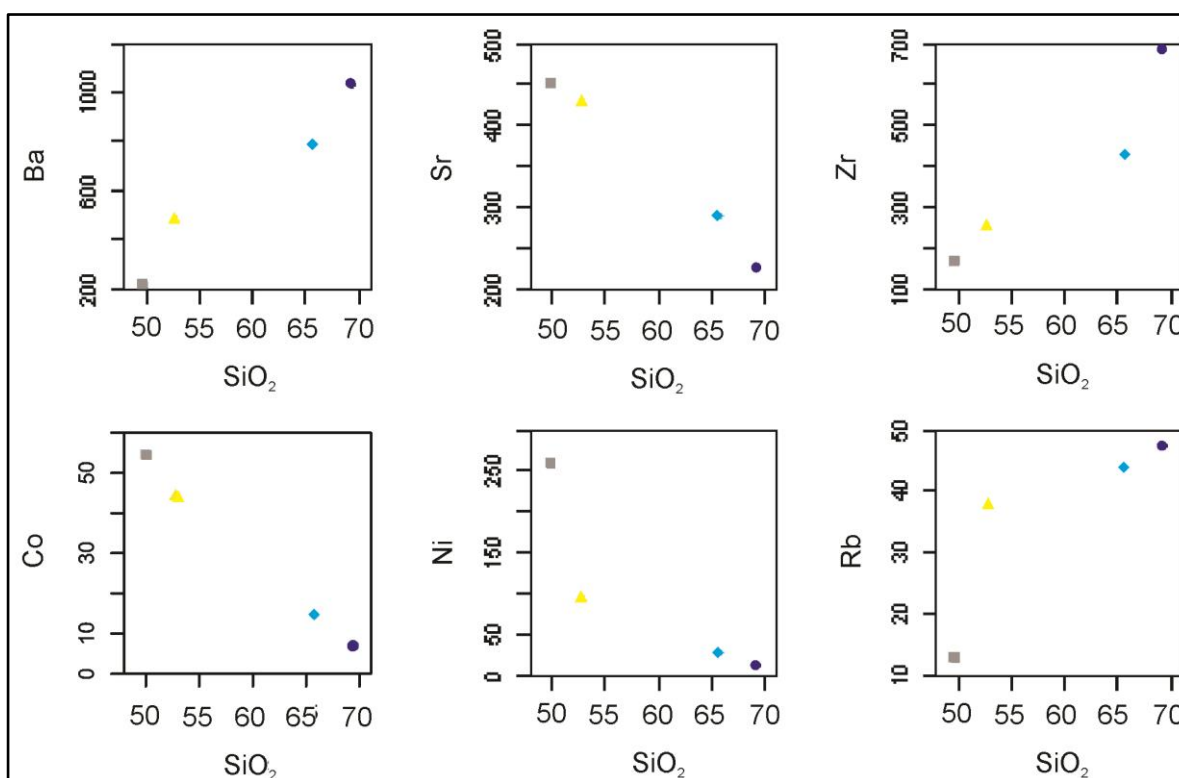
## 6.2 Elementos-Traço

No estudo dos elementos-traço foi evidenciado *trends* lineares com boas a ótimas correlações dos elementos Sr, Co, Ni, Zr, Ba e Rb em relação a  $\text{SiO}_2$  (Fig 18),

que comprovam a geração de termos híbridos pela interação (misturas/assimilação) de rochas com composições contrastantes.

Nos gráficos da figura 18 é possível observar elevadas correlações negativas ( $R^2 = 0,87 - 0,99$ ) dos elementos Co, Ni, Sr, e em relação a  $\text{SiO}_2$ . Estes elementos são mais compatíveis com a mineralogia do extremo máfico (biotita olivina-gabro), onde o Co é altamente compatível com olivina e óxidos de Fe e Ti (Hastie *et al.*, 2007), o Ni é fortemente compatível com olivina, com decréscimo para clinopiroxênio e anfibólio, enquanto que o Sr é fortemente compatível com plagioclásio.

Os elementos Ba, Rb e Zr apresentaram boas correlações positivas com  $\text{SiO}_2$  ( $R^2 = 0,83 - 0,97$ ) nas rochas estudadas (Fig. 18). Estes elementos possuem comportamentos geoquímicos distintos, mas são compatíveis com a mineralogia presente no extremo félsico (biotita sienogranito), sendo o Ba e Rb compatíveis em K-feldspatos e biotita (White, 1997), enquanto que o Zr costuma apresentar um comportamento incompatível de enriquecimento com a diferenciação, sendo compatível com zircão.



**Figura 18.** Diagramas binários dos elementos-traço (ppm) *versus*  $\text{SiO}_2$ (%). A legenda das amostras pode ser observada na figura 17.

### 6.3 Elementos Terras Raras (ETR)

A amostra do biotita sienogranito (extremo félsico) apresentou alta concentração de ETR ( $\Sigma\text{ETR} = 189,21$  ppm) com moderado enriquecimento de ETR leves em relação aos ETR pesados ( $\text{La}_\text{N}/\text{Yb}_\text{N} = 7,98$ ), assim como leves a moderados fracionamentos em ETR leves ( $\text{La}_\text{N}/\text{Sm}_\text{N} = 2,60$ ) e em ETR pesados ( $\text{Eu}_\text{N}/\text{Yb}_\text{N} = 2,34$ ) (Fig. 19). A leve anomalia negativa de Eu ( $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,89$ ) sugere que houve fracionamento de plagioclásio ao longo da evolução magmática.

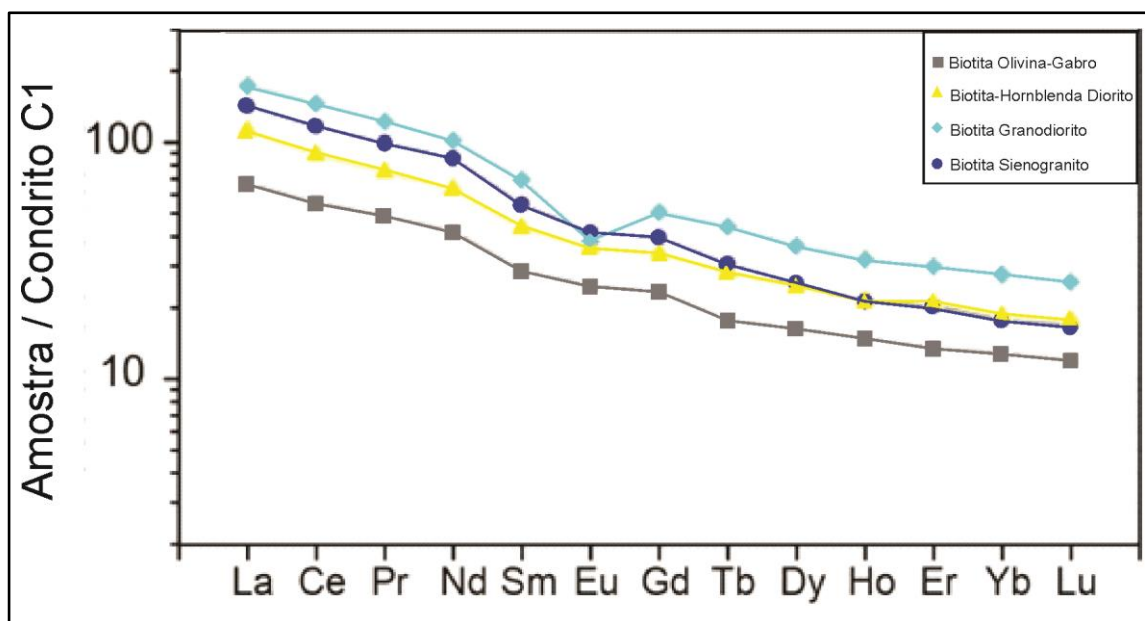
O padrão de ETR da amostra do biotita olivina-gabro (extremo máfico) normalizados pelo Condrito C1 (McDonough & Sun, 1995) é apresentado na figura 19. Esse padrão mostra moderada concentração de ETR ( $\Sigma\text{ETR} = 95,65$  ppm), com moderado enriquecimento em ETR leves em relação a ETR pesados ( $\text{La}_\text{N}/\text{Yb}_\text{N} = 5,22$ ), bem como leves fracionamentos em ETR leves ( $\text{La}_\text{N}/\text{Sm}_\text{N} = 2,35$ ) e em ETR pesados ( $\text{Eu}_\text{N}/\text{Yb}_\text{N} = 1,94$ ). Com anomalia de Eu ( $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,96$ ) próximo da unidade, sugerindo que o fracionamento de plagioclásio não foi efetivo na geração desta rocha.

O termo híbrido representado pelo biotita-hornblenda diorito apresenta maiores concentrações de ETR ( $\Sigma\text{ETR} = 148,86$  ppm) que o biotita olivina-gabro, e menores que o biotita sienogranito. Esta rocha híbrida mostra, no diagrama de ETR normalizado pelo Condrito C1 (McDonough & Sun (1995)) (Fig. 19), um padrão com moderado enriquecimento em ETR leves em relação a ETR pesados ( $\text{La}_\text{N}/\text{Yb}_\text{N} = 6,08$ ), bem como leves fracionamentos em ETR leves ( $\text{La}_\text{N}/\text{Sm}_\text{N} = 2,58$ ) e em ETR pesados ( $\text{Eu}_\text{N}/\text{Yb}_\text{N} = 1,95$ ). A Leve anomalia próximo da unidade de Eu ( $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,94$ ) que sugere que o fracionamento de plagioclásio não foi eficaz.

O biotita granodiorito apresentou alta concentração de ETR ( $\Sigma\text{ETR} = 236,89$  ppm), superiores as encontradas no biotita sienogranito. Essas concentrações são interpretadas neste trabalho como efeito de cumulos de epidoto e minerais acessórios devido ao fluxo magmático, conforme verificado na petrografia. O padrão dos ETR normalizados pelo condrito C1 (McDonough & Sun, 1995), desta rocha, apresentou-se intermediário entre os termos extremos, com enriquecimento moderado de ETRL em relação à ETRP ( $\text{La}_\text{N}/\text{Yb}_\text{N} = 6,31$ ), assim como leves



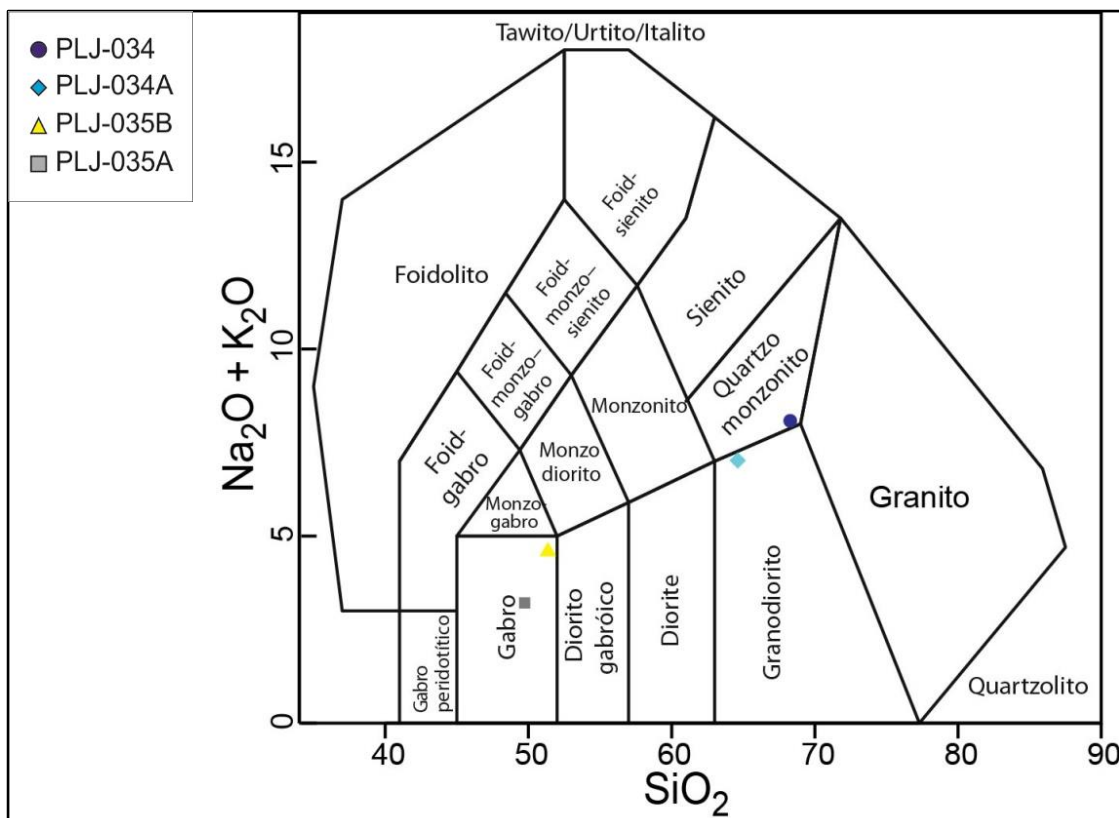
fracionamento em ETR leves ( $La_N/Sm_N = 2,51$ ) e em ETR pesados ( $Eu_N/Yb_N = 1,38$ ) (Fig. 19). Observa-se uma moderada anomalia negativa de Eu ( $Eu/Eu^* = 0,69$ ), que se destaca das outras rochas. Esta anomalia foi gerada como reflexo do acúmulo de minerais acessórios, que contém altas concentrações de ETR, mas com teores mais baixos de Eu.



**Figura 19.** Diagrama de ETR normalizado pelo condrito C1 de McDonough & Sun (1995).

#### 6.4 Classificações Geoquímicas e Diagramas Multi-elementares Normalizados

Com o objetivo de comparar a classificação petrográfica com a geoquímica, as rochas foram classificadas utilizando o diagrama TAS (Middlemost, 1994). Neste, o extremo máfico (biotita olivina-gabro) ocupou o campo do gabro, enquanto que o extremo félsico (biotita sienogranito) se posicionou no campo do quartzo monzonito. As rochas híbridas classificadas na petrografia como biotita-hornblenda diorito e biotita granodiorito, ocuparam os campos de gabro e granodiorito, respectivamente (Fig. 20).



**Figura 20.** Diagrama de classificação TAS adaptado (Middelmost, 1994).

Com o intuito de investigar as afinidades geoquímicas dos termos extremos e de seus produtos híbridos uma série de diagramas de classificação geoquímica foi selecionada.

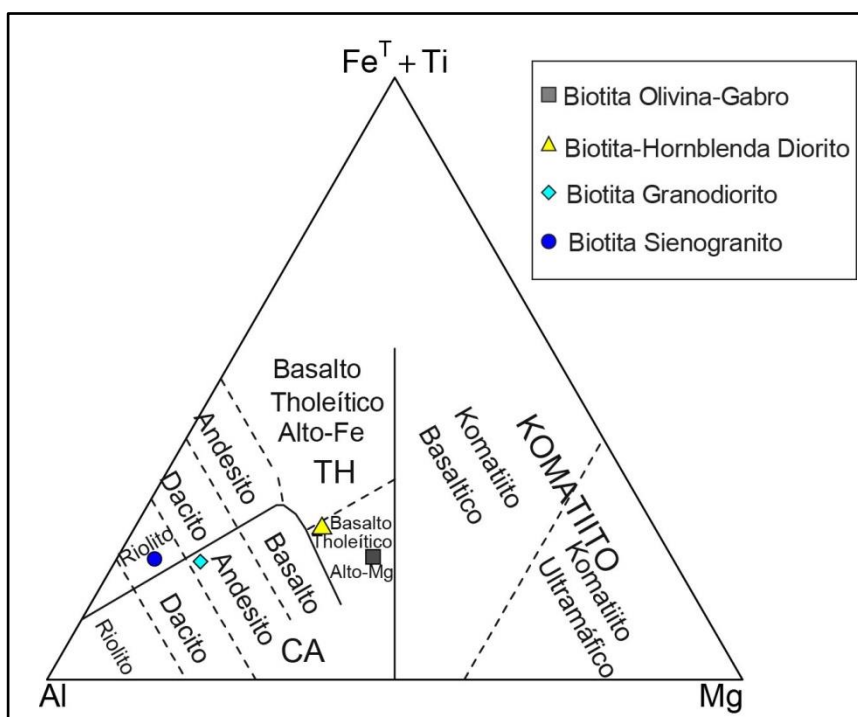
Na classificação geoquímica do extremo máfico com base no diagrama de Jensen (1976), observa-se que o biotita olivina-gabro ocupa o campo de basaltos toleíticos alto magnésio (Fig. 21), enquanto que o biotita sienogranito (extremo félsico) posiciona-se no campo de riolito toleítico. As rochas híbridas transicionam os campos entre os dois extremos, com o biotita-hornblenda diorito ainda no campo de basalto toleítico alto magnésio, próximo do limite com o campo de basalto toleítico alto ferro, enquanto que o biotita granodiorito posiciona-se no campo de andesito cálcio-alcálico (Fig. 21). A presença de quartzo e hiperstênio normativos no extremo máfico atesta a afinidade toleítica identificada, e o caráter predominantemente supersaturado em sílica.

No diagrama de classificação  $\text{SiO}_2$  versus  $\text{K}_2\text{O}$ , de Peccerillo & Taylor (1976) (Fig. 22), o biotita sienogranito ocupou o campo de afinidade cálcio-alcálica alto-K,

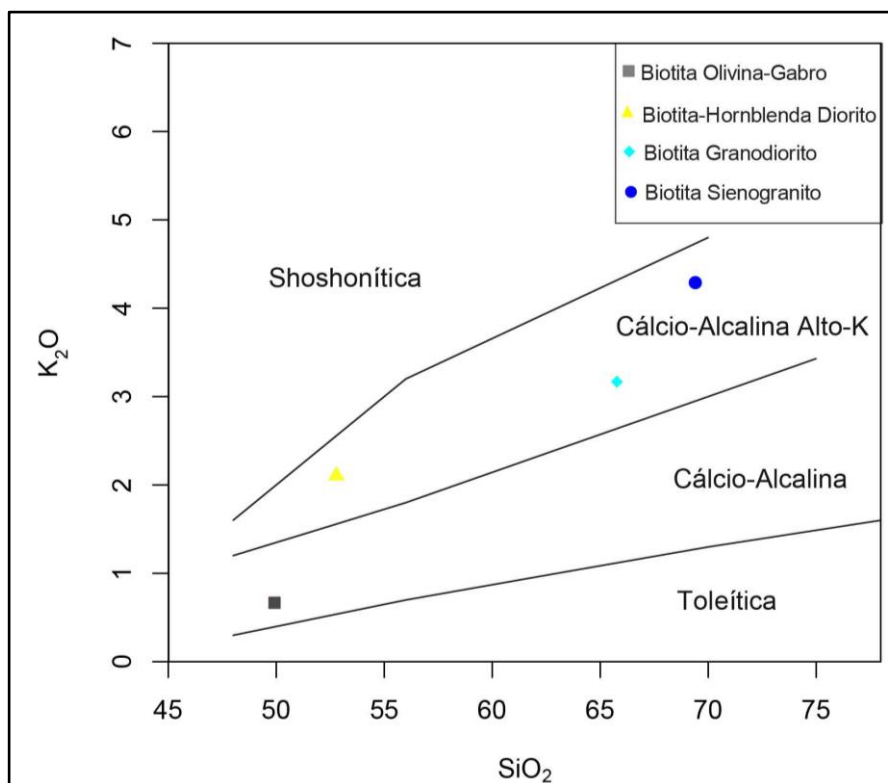
assim como as híbridas, enquanto que o extremo máfico ocupou o campo de rochas cálcio-alcálinas.

Para identificar de forma conclusiva a afinidade geoquímica do extremo félsico, utilizou-se o diagrama de distinção de afinidade cálcio-alcálica alto-K e shoshonítica de alcalinas sódicas de Liégeois *et al.* (1998) (Fig. 23). Neste o biotita sienogranito posicionou-se dentro do campo de afinidade alcalina, assim como a híbrida representada pelo biotita granodiorito. O biotita-hornblenda diorito ocupou o campo de afinidade cálcio-alcálica alto-K e shoshonítica. O biotita olivina-gabro não foi plotado, pois não atende a limitação de  $\text{SiO}_2$  (>52%), necessária para a utilização desse diagrama.

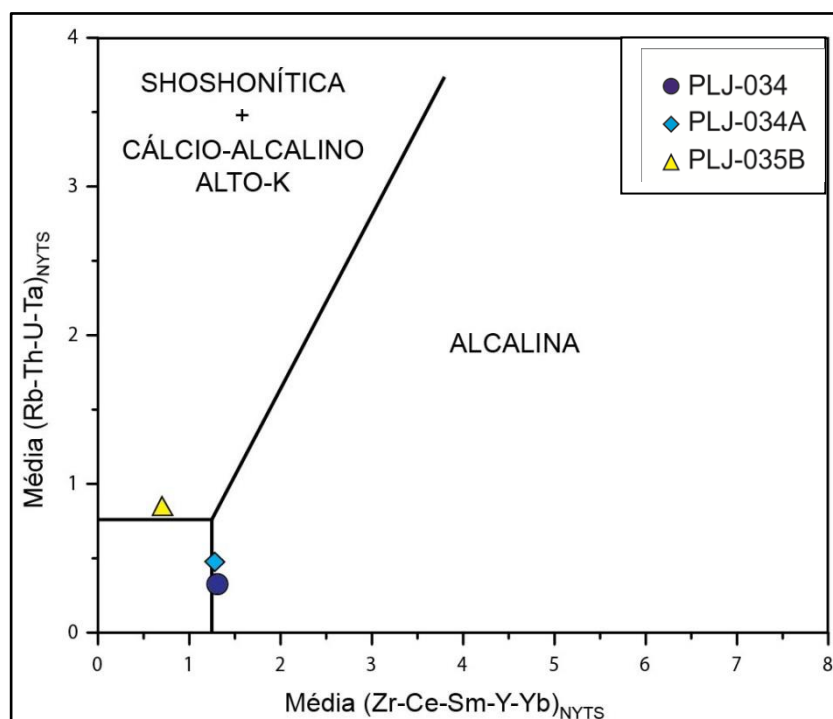
A afinidade alcalina do extremo félsico é confirmada nos diagramas de classificação de Whalen *et al.* (1987) (Fig. 24). Neste diagrama o biotita granodiorito híbrido também ocupou o campo dos granitos tipo A, enquanto que o extremo máfico e o biotita-hornblenda diorito plotaram no campo de granitos tipo I e S (Fig. 24).



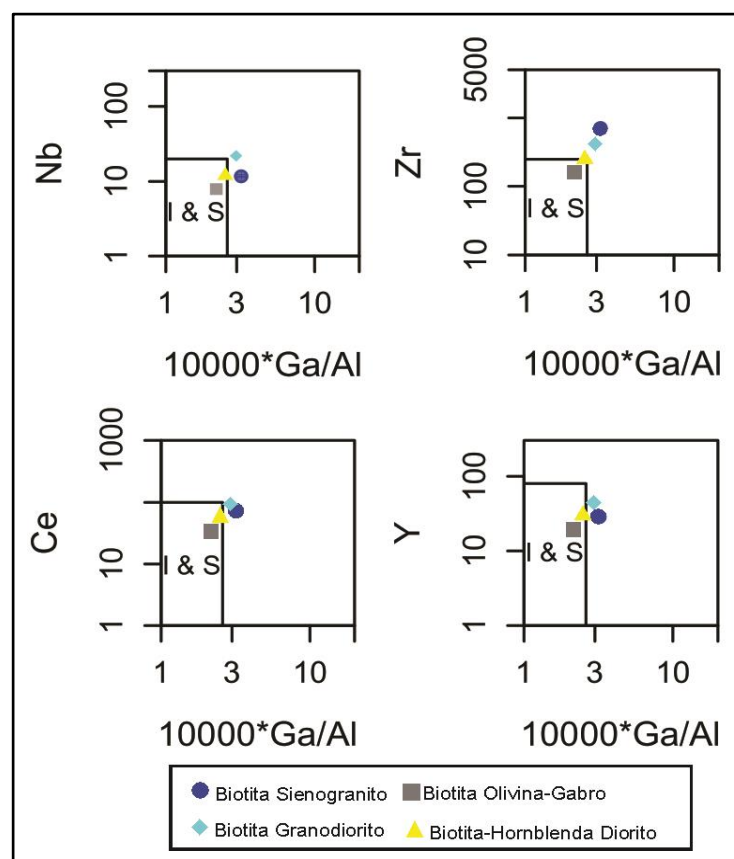
**Figura 21** - Diagrama de Jensen (1976)



**Figura 22** . Diagrama de distinção de afinidades geoquímicas (Peccerillo & Taylor, 1976).



**Figura 23** - Diagrama bivalente de distinção de litotipos de afinidade cálcio-alcalina e shoshonítica de rochas alcalinas sódicas (Liégeois *et al.*, 1998). Neste diagrama é utilizada a média dos valores Zr, Y, Ce, Sm, Yb versus NYTS Rb, Th, U, Ta normalizados pela série de Telabit- Yenchichi (NYTS).



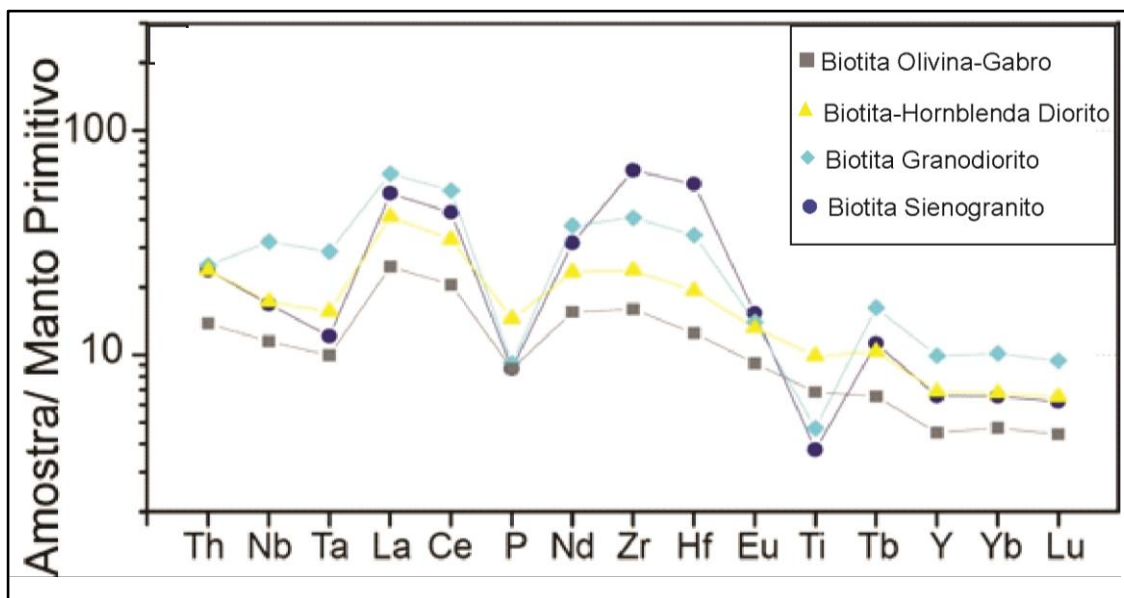
**Figura 24.** Diagrama de classificação geoquímica para granitos de Whalen *et al.* (1987).

O diagrama multielementar normalizado pelos valores do Manto Primitivo de McDonough & Sun (1995) foi utilizado para avaliar o padrão dos elementos químicos das rochas estudadas (Fig. 25).

O biotita sienogranito apresenta como características principais um enriquecimento em elementos de alto potencial iônico, característico de rochas de afinidade alcalina, que é acompanhado por anomalias negativas de Nb, Ta, Ti, P, que são comumente relacionadas com subducção (p. ex. Wilson, 1989).

O extremo máfico mostra um padrão mais empobrecido em HFSE, mas mantém as anomalias negativas de Nb, Ta, P e Ti, sendo esta última bastante fraca.

As rochas híbridas ocupam os espaços intermediários entre esses dois extremos composicionais, com exceção dos ETR, Nb e Ta no biotita granodiorito, que apresenta bastante enriquecido, motivado pelos efeitos cumuláticos, conforme discutido anteriormente.

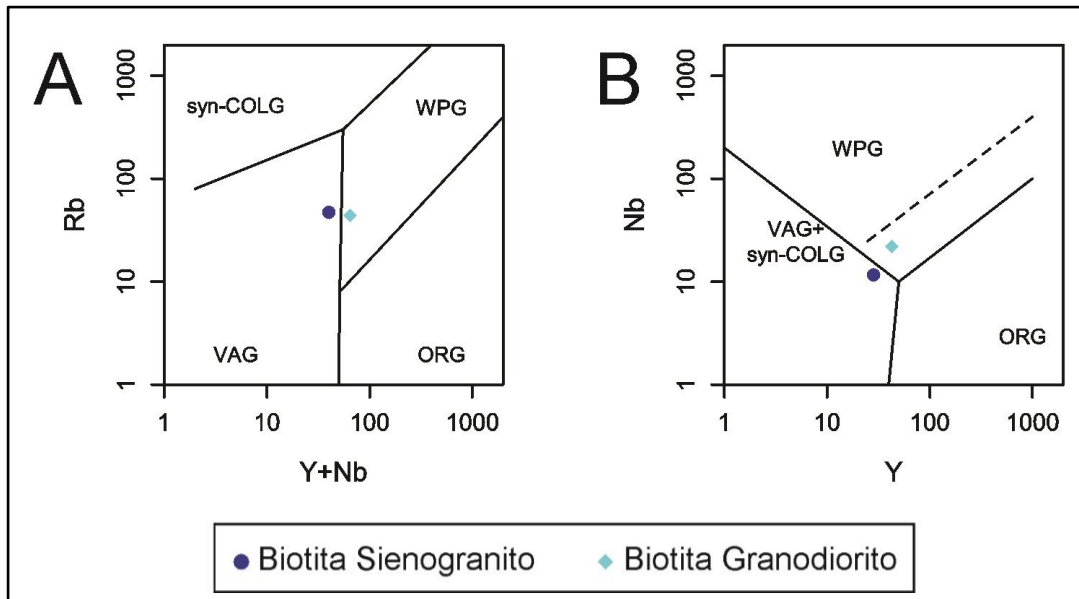


**Figura 25.** Diagrama multielementar normalizado pelo Manto Primitivo, McDonough & Sun (1995).

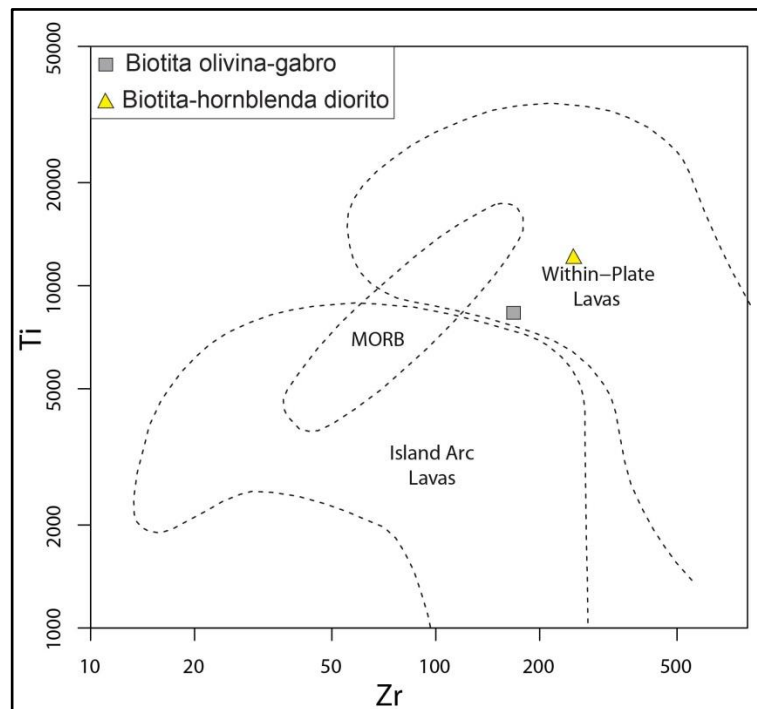
## 6.5 Classificação de Ambiente Tectônico

Na classificação geotectônica o biotita sienogranito ocupou o campo de granitos de arco vulcânico, próximo do limite com granitos de intraplaca no diagrama de Pearce (1984) (Fig.26). Já o biotita granodiorito ocupou o campo dos granitos de intraplaca, devido aos teores mais elevados em Y e Nb.

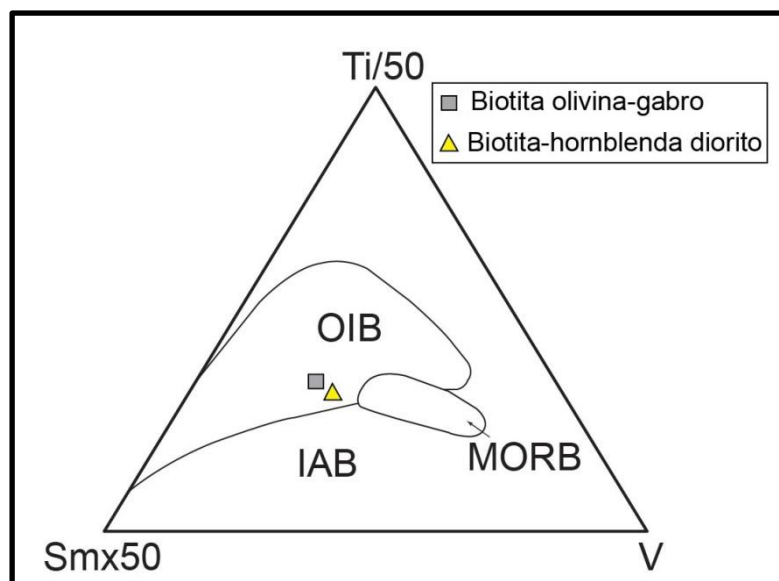
O biotita olivina-gabro e o biotita-hornblenda diorito plotaram no campo de lavas intraplaca no diagrama discriminante de Pearce (1982) (Fig. 27), e ocuparam o campo de basaltos de ilha oceânica no diagrama de Vermeesh (2006) (Fig. 28). Este diagrama apresenta grande eficiência em separar rochas básicas de ambiente intraplaca derivadas de fontes mais empobrecidas, similares a MORB, ou enriquecidas, similares a OIB, daquelas relacionadas com ambientes tipo arco.



**Figura 26** - Diagramas de discriminação tectônica para granitoides (Pearce *et al.* 1984). ORG = granitos de cordilheiras oceânicas; VAG = granitos de arco vulcânico; WPG = granitos de intraplaca; syn-COLG = granitos sin-colisionais.



**Figura 27** . Diagrama de discriminação tectônica (Pearce, 1982).



**Figura 28** - Diagrama ternário de discriminação tectônica V-Ti-Sm (Vermeesh, 2006). OIB = basaltos de ilha oceânica; MORB = basaltos de cordilheira meso-oceânica; IAB = basaltos de arco de ilha.

## 6.6 Cálculos de Mistura

Cálculos geoquímicos envolvendo o modelamento de misturas e assimilação comumente são intrincados, e uma das complexidades encontra-se nos diferentes graus de mobilidade dos elementos químicos. Para minimizar esse problema, foram efetuados cálculos de correlação entre elementos químicos, que possibilitaram o modelamento da participação destes na geração das rochas híbridas (Figs. 29 e 30). Com base nestes cálculos de correlações os elementos  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{MgO}$ , Ba, Co, Sr, Ni e Rb foram selecionados para efetuar os cálculos de modelamento (Figs. 29 e 30).

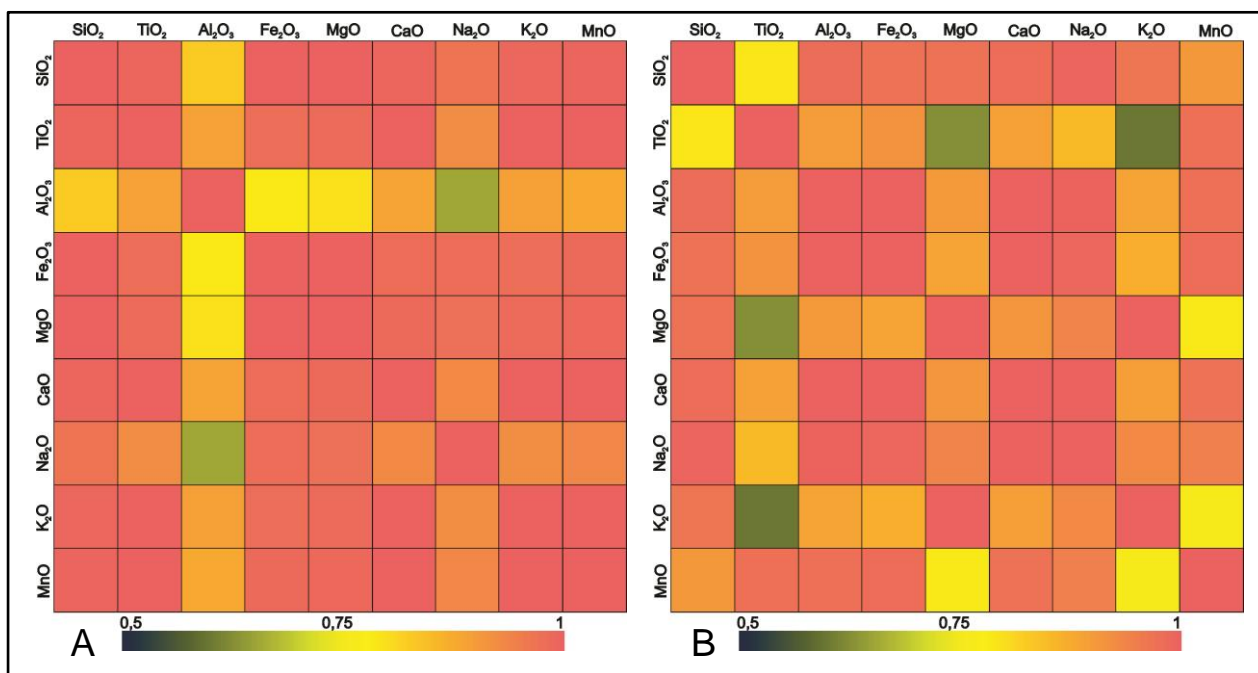
Os elementos  $\text{CaO}$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  e  $\text{MnO}$ , apesar de apresentarem fortes correlações entre elementos, apresentaram teores superiores aos dos extremos félsico e máfico, sugerindo processos de acumulação de cristais por fluxo magmático. Os ETR não foram selecionados, pois já haviam demonstrado concentrações anômalas causadas por efeitos cumuláticos. Além disso, os ETR só apresentaram boas correlações entre os elementos do próprio grupo (Fig. 30).

A avaliação da participação dos extremos máfico e félsico, com base no modelamento dos elementos selecionados, evidenciou grandes variações de mobilidades, que geram a complexidade química dos termos híbridos. Neste

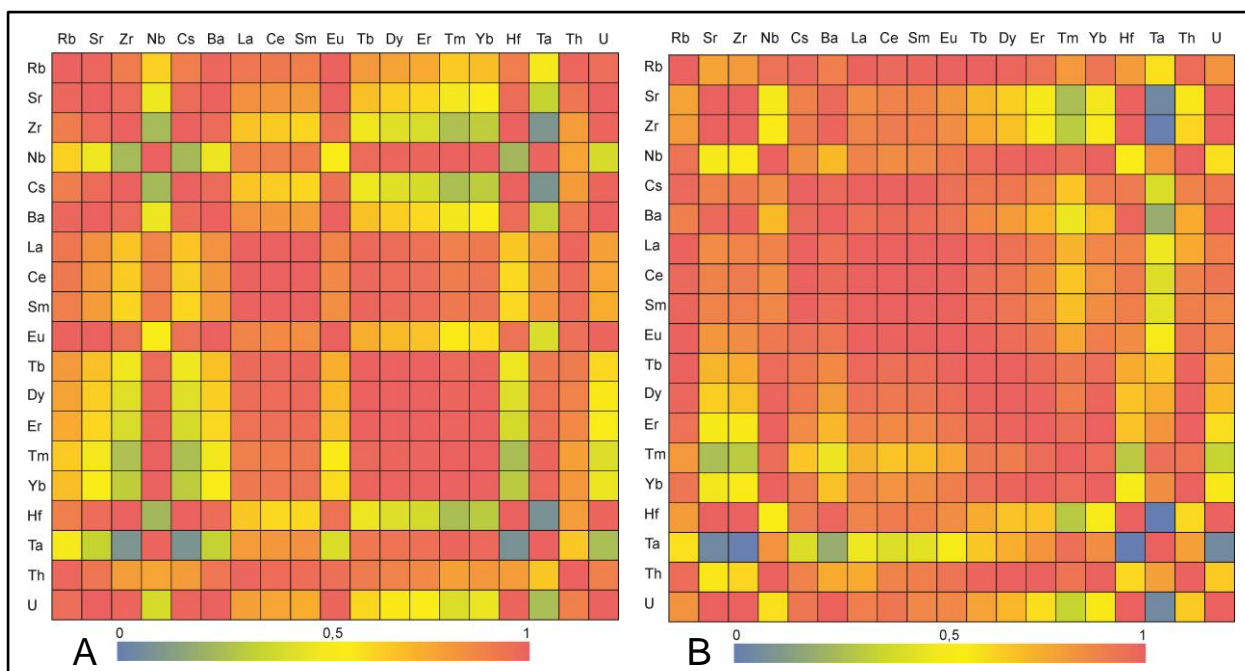


modelamento foi possível calcular que o biotita granodiorito híbrido foi formado por uma mistura de 10% a 28% dos componentes MgO, Sr, Co e Ni do extremo máfico, com 69% a 90% dos componentes SiO<sub>2</sub>, K<sub>2</sub>O, Ba e Rb do extremo félsico (Tab. 3). Na geração do biotita-hornblenda diorito híbrido, a mistura foi formada por 15% a 72% dos componentes SiO<sub>2</sub>, K<sub>2</sub>O, Ba e Rb do extremo félsico, com 34% a 90% dos componentes MgO, Sr, Co e Ni do extremo máfico. Além disso, foram elaborados diagramas binários mostrando as altas correlações entre elementos de mobilidades semelhantes, além de exibir a percentagem de cada termo na geração das rochas híbridas (Fig. 31).

Com base neste estudo foi possível organizar os elementos por ordem de mobilidade, sendo do maior para o menor: Rb, K<sub>2</sub>O, Ba, Sr, Co, SiO<sub>2</sub>, MgO e Ni.



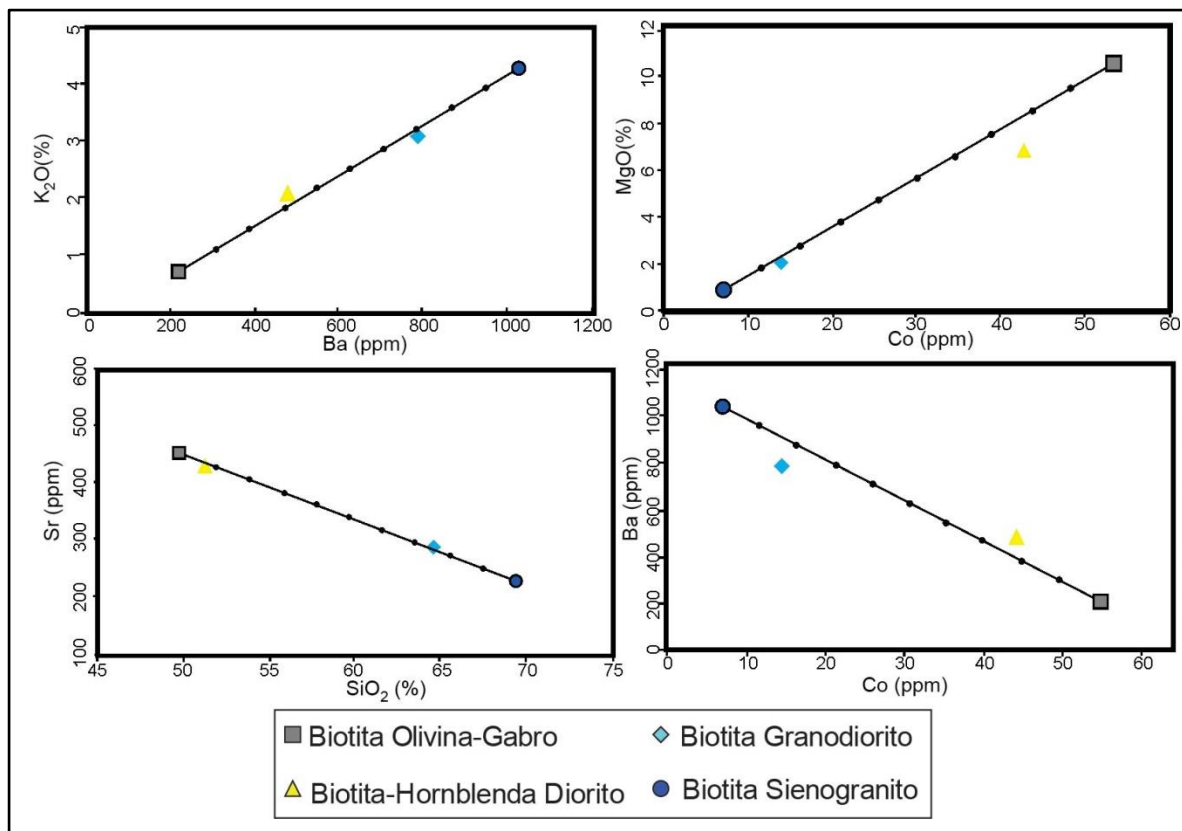
**Figura 29** - Matriz de Correlação dos elementos maiores. A) Correlações entre elementos maiores do biotita granodiorito híbrido com os extremos máfico e félsico; B) Correlações entre elementos maiores do biotita-hornblenda diorito híbrido com os extremos máfico e félsico.



**Figura 30.** Matriz de Correlação dos elementos-traço e ETR. A) Correlações entre elementos do biotita granodiorito híbrido com os extremos máfico e félsico; B) Correlações entre elementos do biotita-hornblenda diorito híbrido com os extremos máfico e félsico.

**Tabela 3 .** Percentuais de participação dos elementos químicos selecionados na geração das rochas híbridas.

Amostras	Biotita Sienogranito				Biotita Olivina-Gabro			
	SiO <sub>2</sub>	K <sub>2</sub> O	Ba	Rb	MgO	Sr	Co	Ni
Biotita Granodiorito	81	69	71	90	14	28	16	7
Biotita-Hornb. Diorito	15	40	33	72	63	90	78	34



**Figura 31.** Diagramas binários mostrando as altas correlações entre elementos de mobilidades semelhantes, além de exibir a percentagem de cada termo na geração das rochas híbridas.

**Tabela 4.** Análise química dos elementos maiores (%), traço (ppm) e ETRs (ppm).

	PLJ-034	PLJ-034A	PLJ-035B	PLJ-035A
<b>SiO<sub>2</sub> (%)</b>	69,41	65,77	52,78	49,92
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0,77	0,96	2,01	1,39
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	14,57	15,33	15,71	15,62
<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	5,37	5,95	10,88	10,23
<b>MnO</b>	0,09	0,11	0,19	0,16
<b>MgO</b>	0,84	2,18	6,99	10,56
<b>CaO</b>	2,15	4,15	9,24	8,81
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	3,81	3,94	2,55	2,51
<b>K<sub>2</sub>O</b>	4,29	3,17	2,11	0,67
<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	0,18	0,19	0,3	0,18
<b>Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	<0,01	<0,01	0,03	0,05
<b>LOI</b>	0,63	1,4	1,33	0,86
<b>Total</b>	102,11	103,16	104,11	100,96
<b>Ba (ppm)</b>	1032	795	480	211
<b>Rb</b>	47,3	43,8	37,8	12,8
<b>Sr</b>	226	290	429	452
<b>Th</b>	1,9	2	1,9	1,1
<b>U</b>	1,43	1,04	0,57	0,36
<b>Zr</b>	698	429	251	168
<b>Hf</b>	16,35	9,72	5,48	3,56
<b>Nb</b>	11,57	21,9	11,88	7,89
<b>Y</b>	28,32	42,76	29,55	19,49
<b>Ta</b>	0,45	1,07	0,58	0,37
<b>Ni</b>	11	28	94	256
<b>V</b>	30	74	195	106
<b>La</b>	34	41,7	26,8	16,1
<b>Pr</b>	9,35	11,51	7,02	4,59
<b>Nd</b>	39,5	47,2	29,3	19,5
<b>Sm</b>	8,2	10,4	6,5	4,3
<b>Eu</b>	2,37	2,17	2,04	1,42
<b>Gd</b>	7,97	10,23	6,81	4,7
<b>Tb</b>	1,12	1,61	1,03	0,65
<b>Dy</b>	6,29	9,11	6,09	4,06
<b>Ho</b>	1,18	1,77	1,18	0,82
<b>Er</b>	3,29	4,85	3,37	2,2
<b>Yb</b>	2,9	4,5	3	2,1
<b>Lu</b>	0,42	0,64	0,44	0,3
<b>Ga</b>	24,8	24,1	20,9	18,1
<b>Zn</b>	74	97	274	86
<b>Ce</b>	72,2	90,5	54,8	34,6
<b>Co</b>	7	14,5	44,1	54,6
<b>Cs</b>	0,54	0,76	0,74	0,97
<b>Cu</b>	12	21	60	69
<b>Sn</b>	1,1	0,7	1,7	1,3
<b>Tl</b>	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
<b>Tm</b>	0,42	0,7	0,48	0,31

## 7. DISCUSSÕES

Os dados petrográficos obtidos permitem construir a seguinte hipótese geológica para as rochas estudadas:

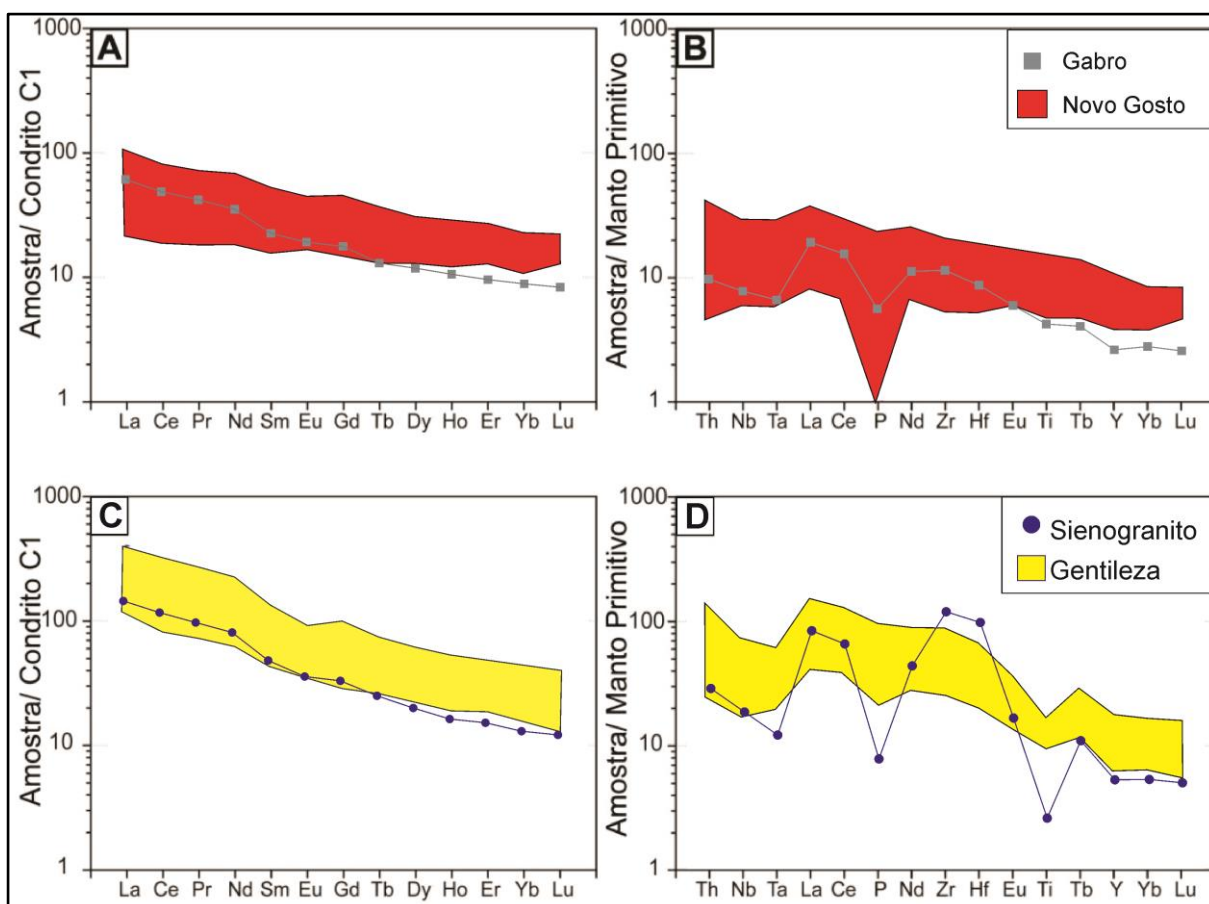
1. O representante do extremo félsico (biotita sienogranito) apresenta feições que sugerem desequilíbrio, marcados pela mineralogia predominantemente xenomórfica, além de tendência a formar cumulos;
2. O representante máfico (biotita olivina-gabro) apresenta transformações para biotita, que sugere que fluidos com componentes incompatíveis como  $K_2O$  podem ter invadido o sistema;
3. É notável a diminuição no tamanho dos cristais da matriz das rochas híbridas, o que sugere que houve um contraste térmico no momento da injeção de magma máfico, apesar do termo félsico não se encontrar completamente cristalizado;
4. As características do biotita granodiorito híbrido sugerem que parte dos xenocristais herdados do sienogranito foram assimilados, sendo a matriz o resultante da hidratação do magma máfico somado aos percentuais assimilados. Nesta, destaca-se ainda os altos percentuais de epidoto e minerais acessórios, que podem ter acumulado devido ao fluxo magmático e processos hidrotermais.
5. O biotita-hornblenda diorito representa uma rocha híbrida com pouca participação de xenocristais, porém, a mineralogia encontra-se completamente transformada para fases hidratadas com hornblenda e biotita, além de apresentar feições típicas de desequilíbrio mineral, tais como golfos de corrosão e texturas coroníticas.
6. As observações sugerem que os termos híbridos foram formados em parte pela mistura do magma máfico com o magma ainda não cristalizado do termo ácido, e em parte pela assimilação parcial dos cristais do sienogranito.

Os resultados observados na litoquímica do extremo félsico, representado pelo biotita sienogranito, evidenciou uma rocha alcalina tipo A, constatada nos diagramas de Liégeois *et al.* (1998) e Whalen *et al.* (1987), que é compatível com as rochas da Suíte Intrusiva Curralinho descritas em Oliveira *et al.* (2010).

A litoquímica do extremo máfico, representado pelo biotita olivina-gabro, demonstrou que a rocha é semelhante a basaltos toleíticos alto magnésio no diagrama de Jensen (1976), além de apresentar características químicas de basaltos de intraplaca, no diagrama de Pearce (1982), e assinatura de basaltos de ilha oceânica no diagrama ternário de Vermeesh (2006). Características semelhantes foram descritas por Liz (2017) em ortoanfibolitos da Unidade Novo Gosto.

Com o objetivo de identificar, com base em geoquímica, o parentesco dos membros extremos estudados, dados geoquímicos das unidades Gentileza e Novo Gosto foram compilados de Liz (2017) para comparações em diagramas multi-elementares e de ETR. Nos diagramas A e B da figura 32 é possível observar que o biotita olivina-gabro (extremo máfico) apresenta padrões de ETR e de elementos-traço semelhantes aos apresentados pelos ortoanfibolitos da Unidade Novo Gosto descritos por Liz (2017), enquanto que nos gráficos C e D evidenciam que o extremo félsico (biotita sienogranito) apresenta padrões semelhantes aos dos ortoanfibolitos da Unidade Gentileza. Segundo Nascimento (2005) e Oliveira *et al.* (2010), as rochas da Suíte intrusiva Curralinho representam termos mais diferenciados da Unidade Gentileza, o que corrobora com os padrões observados. Estes resultados obtidos com a investigação do parentesco das rochas estudadas sugerem que pelo menos parte do magmatismo pertencente à Unidade Novo Gosto é cronocorrelata ao magmatismo da Unidade Gentileza, e que estas rochas têm condições de interagirem para formar rochas híbridas. Assim como nas amostras analisadas.





**Figura 32.** Diagramas de elementos terras e elementos-traços ambos normalizados pelo Condrito C1 e Manto Primitivo (McDonough & Sun (1995)), respectivamente.

O estudo litoquímico das interações entre os termos extremos máfico e félsico evidenciou um padrão de mobilidade marcado pela migração de MgO, Sr, Co e Ni do magma básico, e de SiO<sub>2</sub>, K<sub>2</sub>O, Rb e Ba do termo félsico para a formação das rochas híbridas. Os demais elementos, não foram modelados, pois apresentaram padrões dispersos ou padrões de enriquecimento superiores aos dos termos extremos, que pode ser reflexo de diferentes graus de mobilidade dos elementos, como discutido por Morgavi (2014), mas também podem refletir o resultado de processos de acúmulo de cristais durante o fluxo magmático.

## 8. CONCLUSÕES

Na área de estudo ocorre um biotita sienogranito, pertencente a Suíte Intrusiva Curralinho, que evidencia interações de misturas de magmas tipo *mixing* e *mingling*, além de assimilação com um biotita olivina-gabro, pertencente à Unidade Novo Gosto. Esta constatação sugere que pelo menos parte do magmatismo pertencente à Unidade Novo Gosto é cronocorrelata ao magmatismo da Suíte Intrusiva Curralinho, e que estas rochas possuíram condições de interação para formar rochas híbridas.

As interações entre as rochas estão registradas na área na forma de enclaves microgranulares máficos no biotita sienogranito, com localizadas acumulações que assumem estruturas tipo *pillow-like*, além da geração de rochas híbridas porfiríticas, com pórfiros xenomórficos de feldspato alcalino, plagioclásio e quartzo, imersos em uma matriz afanítica de coloração cinza média.

As interações entre o biotita sienogranito e o biotita olivina-gabro investigadas na petrografia e litoquímica sugerem que as rochas híbridas foram formadas pela mistura do magma residual do biotita sienogranito com o magma máfico, bem como, pela assimilação de parte dos cristais do sienogranito.

O modelamento das rochas híbridas evidenciou grandes variações de mobilidades dos elementos, que geram a complexidade química dos termos híbridos. Com base neste estudo foi possível organizar a mobilidade dos elementos na seguinte ordem: Rb > K<sub>2</sub>O > Ba > Sr > Co > SiO<sub>2</sub> > MgO > Ni.

Neste modelamento foi possível calcular que o biotita granodiorito híbrido foi formado por uma mistura de 10% a 28% dos elementos MgO, Sr, Co e Ni do extremo máfico, com 69% a 90% dos elementos SiO<sub>2</sub>, K<sub>2</sub>O, Ba e Rb do extremo félsico, enquanto que o biotita-hornblenda diorito híbrido foi formado por uma mistura composta por 15% a 72% dos componentes SiO<sub>2</sub>, K<sub>2</sub>O, Ba e Rb do extremo félsico, com 34% a 90% dos componentes MgO, Sr, Co e Ni do extremo máfico.

A identificação da geração de rochas híbridas provindas da interação entre rochas da Unidade Novo Gosto e Suíte Intrusiva Curralinho gera uma nova

perspectiva para estudos litoquímicos no Domínio Canindé, além de fornecer uma importante informação para a geologia regional.

## 9. BIBLIOGRAFIA

- Best M. G. 2003. *Igneous and metamorphic petrology*. Second Edition, Blackwell Science Ltd, 758 p.
- Brito Neves B.B. 1975. Regionalização geotectônica do Precambriano nordestino. São Paulo. PhD Thesis, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 198 p.
- Brito Neves, B.B., Sial, A.N. & Albuquerque, J.P.T. 1977. Vergência centrífuga residual no Sistema de Dobramentos Sergipano. *Revista Brasileira de Geociências*, 7(2): 102 . 114.
- Brito, R. S. C. de ; Pimentel, M. M. ; Wartho, J-A. ; Dantas, E.D. ; Seixas, S. R. ; Moraes, L. C. . Braziliano-PanAfrican Sm-Nd and Ar-Ar dating results from the Canindé do São Francisco gabbros – Sergipano Belt, Brazil. In: V South American Symposium on Isotope Geology, 2006, Punta Del Este. Short Papers of V South American Symposium on Isotope Geology, 2006. v. II. 720-723.
- Bueno, J.F., Oliveira, E.P., McNaughton, N., Laux, J.H., 2009. U–Pb dating of granites in the Neoproterozoic Sergipano Belt, NE-Brazil: implications for the timing and duration of continental collision and extrusion tectonics in the Borborema Province. *Gondwana Research* 15, 86–97.
- Carvalho, M.J., Oliveira, E.P., Dantas, E.L., McNaughton, N., 2005. Evolução tectônica do Domínio Marancó - Poço Redondo: registro das orogêneses Cariris Velhos e Brasiliana na margem norte da Faixa Sergipana. In: III Simpósio sobre o Cráton do São Francisco, Anais, pp. 204–207.
- Chappell, B. W. 1996. Magma Mixing and the Production of Compositional Variation within Granite Suites: Evidence from the Granites of Southeastern Australia. *Journal of Petrology*, 37(3):449 – 470.
- Davison, I. & Santos, R.A. 1989. Tectonic evolution of the Sergipano Fold Belt, NE Brazil, during the Brasiliano Orogeny. *Precambrian Research*, 45: 319-342.
- De Campos, C.P., Perugini, D., Ertel-Ingrisch, W., Dingwell, D.B., Poli, G., 2011. Enhancement of magma mixing efficiency by chaotic dynamics: an experimental study. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 161, 863–881.
- D'el-Rey Silva, L.J.H. 1995. Tectonic Evolution of the Sergipano Belt, NE Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 25(4): 315-332.
- D'el-Rey Silva, L.J.H., 1999. Basin infilling in the southern-central part of the Sergipano Belt (NE Brazil) and implications for the evolution of Pan-african/Brasiliano cratons and Neoproterozoic cover. *Journal of South American Earth Sciences* 12, 453–470.
- Dungan M. A., 2005. Partial melting at the earth's surface: implications for assimilation. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 140 (2005) 193 – 203.
- rates and mechanisms in subvolcanic intrusions

- Ersoy Y., Helvacı C. 2010. FC–AFC–FCA and mixing modeler: A Microsofts Excel& spreadsheet program for modeling geochemical differentiation of magma by crystal fractionation, crustal assimilation and mixing.
- Fourcade S, Allegre CJ (1981) Trace element behaviour in granite genesis: a case study the calc-alkaline plutonic association from the Querigut Complex (Pyrenees France). *Contrib Mineral Petrol* 76:177–195.
- Gill, Robin. Rochas e processos ígneos: um guia prático. Porto Alegre: Bookman, 2014. viii, 427 p. ISBN 9788582601839.
- Guimarães, I.P., Brito, M.F.L., Pimentel, M.M., 1997. Geochemical signatures of the main Neoproterozoic late-tectonic granitoids from the Proterozoic Sergipano fold belt, Brazil: significance for the Brasiliano orogeny. *International Geology Review* 39, 639–659.
- Humphrey, L. & Allard, G.O. 1962. *Reconnaissance geology of pre-Cretaceous rocks in the state of Sergipe*. Salvador. Relatório PETROBRÁS (1625), 37 p.
- Humprey, F.L., Allard, G.O., 1969. Geology of the Itabaiana Dome Area (Sergipe) and its bearing on the geology of the Propriá Geosyncline: a newly recognized tectonic element in the Brazilian Shield. Petrobrás, CENPES, Rio de Janeiro, 104 pp.
- Irvine T. & Baragar W. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian journal of earth sciences*, 8(5):523-548.
- Janoušek V., Farrow C.M., Erban V. 2006. Interpretation of Whole-rock Geochemical Data in Igneous Geochemistry: Introducing Geochemical Data Toolkit (GCDKit). *Journal of Petrology*, 47:1255-1259.
- Jensen L.S., 1976. A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks. Ontario Division Mines Miscellaneous, Paper 66: 22p.
- Le Maitre R.W. (ed.). 2002. *Igneous Rocks: A Classification and Glossary of Terms. Second Edition. Cambridge University Press, Cambridge, UK*, 236 p.
- Liégeois J.P., Navez J., Hertogen J., Black R. 1998. Contrasting origin of post-collisional high-K calc-alkaline and shoshonitic versus alkaline and peralkaline granitoids: the use of sliding normalization. *Lithos*, **45**:1-28
- Liz, L. C. C. Petrografia e geoquímica dos ortoanfibolitos das unidades Novo Gosto e Gentileza, Domínio Canindé, Faixa de Dobramentos Sergipana, NE-Brasil. São Cristóvão, SE, 2017. 66 f. Dissertação (Mestrado em Geociências e Análise de Bacias) - Universidade Federal de Sergipe, São Cristóvão, SE, 2017.
- Mariano G. e Sial A. N., 1990; Coexistence and mixing of magmas in the late precambrian itaporanga batholith, state of Paraíba, Northeastern Brazil. *Revista Brasileira de Geociências* 20(1-4): 101-110.
- Middlemost, E. A. K. (1985). Naming materials in the magma/igneous rock system. *Earth-Sciences Reviews* 37, 215–224.

- Morgavi D., de Campos C.P., Lavallee Y., Morgan L.A., Perugini D. 2010; Assimilation of rhyolitic magma by basaltic recharge in the Bruneau-Jarbridge eruptive center, Snake River Plain (USA).
- Morgavi, D., Perugini, D., De Campos, C.P., Ertl-Ingrisch, W., Lavallée, Y., Morgan, L., Dingwell, D.B., 2013. Magma Mixing Interaction Between Rhyolitic and Basaltic Melt.
- McDonough, W.F. & Sun, S.S. 1995. The composition of the Earth. *Chemical Geology*, 120: 223-253.
- Nakamura N. 1974. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta.*, 38:757-775.
- Nascimento, R.S. 2005. Domínio Canindé, Faixa Sergipana, Nordeste do Brasil: um estudo geoquímico e isotópico de uma seqüência de rifte continental neoproterózoica. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências. Universidade Federal de Campinas, 159p.
- Oliveira, E.P. & Tarney, J. 1990. Petrogenesis of the Canindé do São Francisco complex: a major late Proterozoic gabbroic body in the Sergipano fold belt, NE Brazil. *Journal South American Earth Science*, 3: 125-140.
- Oliveira, E.P., Toteu, S.F., Araújo, M.N.C., Carvalho, M.J., Nascimento, R.S., Bueno, J.F., McNaughton, N.J. & Basilici, G. 2006. Geologic correlation between the Neoproterozoic Sergipano belt (NE Brazil) and the Yaounde belt (Cameroon, Africa). *Journal of African Earth Sciences*, 44: 470-478.
- Oliveira, E.P., 2008. Geological evolution of the Sergipano belt, southern boundary of the Borborema Province. In: Workshop on the Precambrian Geology of the Borborema Province, Instituto de Geociências, Unicamp, Campinas, pp. 14–15, Abstracts (in Portuguese).
- Oliveira, E.P., Windley, B.F. & Araújo, M.N.C. 2010. The Neoproterozoic Sergipano orogenic belt, NE Brazil: a complete plate tectonic cycle in western Gondwana. *Precambrian Research*, 181: 64-84.
- Oliveira E.M. 2014. *Petrografia, litogeoquímica e geocronologia das rochas granulíticas da parte norte do cinturão Salvador-Esplanada-Boquim, Bahia-Sergipe*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador, 220 p.
- Oliveira, E.P., Bueno, J.F., McNaughton, N.J., Silva Filho, A.F., Nascimento, R.S. & DonattiFilho, J.P. 2015. Age, composition, and source of continental arc- and syn-collision granites of the Neoproterozoic Sergipano Belt, Southern Borborema Province, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 44: 1-24.
- Pearce, J.A., 1982. Trace element characteristics of lavas from the destructive plate boundaries. In: Thorpe, R.S. (Ed.), *Andesites*: Chichester, John Wiley and Sons, p. 525- 548.
- Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25:956-983.



- Peccherillo A. & Taylor S.R. 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamanu area, northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 58:63-81.
- Perugini, D., Petrelli, M., Poli, G., De Campos, C., Dingwell, D.B., 2010. Time-scales of recent phlegrean fields eruptions inferred from the application of a 'diffusive fractionation' model of trace elements. *Bulletin of Volcanology* 72, 431–447.
- Perugini, D., De Campos, C.P., Dingwell, D.B., Dorfman, A., 2013. Relaxation of concentration variance: a new tool to measure chemical element mobility during mixing of magmas. *Chemical Geology* 335, 8–23.
- Perugini D., De Campos C.P., Petrelli M., Morgavi D., Vetere F.P., Dingwell D.B. 2015. Quantifying magma mixing with the Shannon entropy: Application to simulations and experiments. *Lithos* 236–237.
- Petrelli, M., Perugini, D., Poli, G., 2011. Transition to chaos and implications for timescales of magma hybridization during mixing processes in magma chambers. *Lithos* 125, 211–220.
- Platevoet B., Bebieen J., Gomes E. 1998. Commingling of Contrasted Magmas in Various Geodynamic Settings. *Tr. J. of Earth Sciences* 7 (1998) 119–132.
- Santos, R. A, Menezes Filho, N. R., Souza, J. D. 1988. *Programa de levantamentos geológicos Básicos do Brasil; carta metalogenética/previsional- escala 1:100.000 (Folha CS.24-XC-VI Piranhas)*. DNPM/CPRM, 4 volumes.
- Santos R.A., Martins A.A. M., Neves J.P., Leal R.A. 1998. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – PLGB. Geologia e recursos minerais do Estado de Sergipe. Escala 1:250.000. Texto explicativo do Mapa geológico do Estado de Sergipe. Brasília: CPRM/DIEDIG/DEPAT; CODISE, 96 p.
- Seixas, S. R. M. & Moraes, L. C., 2000. The Canindé Domain: its different gabbroic rocks. In: *International Geological Congress*, Rio de Janeiro, 31, *Anais*, p.6.
- Silva, Filho M. A. 1998. Arco vulcânico Canindé-Marancó e a Faixa Sul-Alagoana: sequências orogênicas Mesoproterozóicas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 50, 1998, Belo Horizonte. *Anais*. Belo Horizonte, SBG, p. 16.
- SRH – Supereintendência de Recursos Hídricos, SEMARH/SE – Secretaria de Estado de Meio Ambiente e Recursos Hídricos de Sergipe. Atlas Digital de Recursos Hídricos de Sergipe, 2012.
- Streckeisen, A. (1978). IUGS Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks: Classification and nomenclature of volcanic rocks, lamprophyres, carbonatites and melilitic rocks; recommendation and suggestions. *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Abhandlungen* 134, 1–14.
- Texeira, L.R., Lima, E.S., Neves, J.P., Santos, R.A., Santiago, R.C. & Melo, R.C. 2014. Mapa Geológico e de Recursos Minerais do Estado de Sergipe, Salvador, CPRM – Serviço Geológico do Brasil. Escala 1:250.000.

- Turner, J.S., Campbell, I.H., 1986. Convection and mixing in magma chambers. *EarthScience Reviews* 23, 255–352
- Van Schmus, W.R., Brito Neves, B.B., Hackspacher, P.C., 1995. U/Pb and Sm/Nd geochronologic studies of the eastern Borborema Province, NE Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 8, 267–288.
- Vermeesch, P., 2006. Tectonic discrimination diagrams revisited. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 7: 1-55.
- Vernon, R. H., 1983. Restitc, xenoliths and microgranitoid enclaves in granites. *Journal and Proceedings of the Royal Society of New South Walts*, 116: 77-103.
- Wernick, Eberhard. Rochas magmáticas: conceitos fundamentais e classificação modal, química, termodinâmica e tectônica. São Paulo, SP: UNESP, 2004. 655 p. ISBN 8571395284 (broch.).
- Wilson, M. 1989. Igneous Petrogenesis a global tectonic approach. London, Springe.
- Whalen J.B., Currie K.L., Chappell B.W. 1987. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions Mineralogy and Petrology*, 95:407-441.
- White W. M., 1997. Geochemical of Fundamentals. Disponível em <http://www.soest.hawaii.edu/krubin/GG325/textbook/>.